

Zmiany klimatu w Antarktyce¹

Marek Kejna

Zakład Klimatologii UMK
ul. Danielewskiego 6, 87–100 Toruń

Wstęp

Antarktyka, obejmująca kontynent Antarktydy wraz z częścią Oceanu Południowego, jest jedną z dwóch, obok Arktyki, „chłodnic” w globalnym systemie klimatycznym. System ten działa w oparciu o wymianę energii i masy pomiędzy obszarami międzyzwrotnikowymi a polarnymi (Averjanov i in. 1978, Ljubarskij 1993). Jeszcze w latach 80-tych XX wieku uważano, iż Antarktyka jest bezwładnym i pasywnym elementem globalnego systemu klimatycznego ze względu na niewielkie zmiany albedo jej powierzchni oraz ograniczoną zdolność magazynowania ciepła (Budd 1982). Nowsze badania wykazały, iż oddziaływanie Antarktyki znacznie wykracza poza region polarny półkuli południowej (Jacka i Budd 1998, Trenberth i Caron 2000).

Antarktyka, mimo pewnej izolacji, pozostaje pod silną presją człowieka, o czym świadczy pojawiająca się od połowy lat 80-tych XX wieku ozonowa anomalia stratosferyczna (Farman i in. 1985). Również rosnąca emisja gazów cieplarnianych powoduje istotne zaburzenia w systemie klimatycznym kuli ziemskiej, w tym obszarów polarnych. Od 1880 r. temperatura powietrza na kuli ziemskiej wzrosła o 0.6°C (Houghton i in. 2001). Ocieplenie to zaburza funkcjonowanie specyficznych, opartych na obecności lodów morskich i lądowych, systemów polarnych (Weller 1980). W rejonie Antarktydy nawet niewielkie zaburzenia w jednym z elementów systemu klimatycznego, poprzez liczne interakcje i sprzężenia zwrotne, ulegają wzmocnieniu, co w konsekwencji prowadzi do znacznych zmian klimatycznych. Dlatego też Antarktyda jest bardzo czułym indykátorem zmian klimatu (King i Turner 1997).

W opracowaniu przedstawiono zmiany jakie zachodzą w systemie klimatycznym Antarktyki w drugiej połowie XX wieku. Ze względu na brak stacji pomiarowych na Oceanie Południowym ograniczono się do obszaru Antarktydy i wysp leżących na jej szelfie kontynentalnym. Dane pochodzą z różnych źródeł, głównie z internetowych baz danych, np. Global Historical Climatology Network, National Climatic Data, NCEP Climate Prediction Center, READER – Reference Antarctic Data for Environmental Research (Turner i in. 2003) oraz materiałów takich jak: Jacka i in. (1984), Jones i Limbert (1987), Jones i Reid (2001). Szczególnie cenne dane autor zebrał w czasie staży

¹ Opracowanie powstało w ramach grantu KBN 2 P04E 012 26 – „Zmiany temperatury powietrza na Antarktydzie w XX wieku” oraz grantu zamawianego PBZ-KBN-108/P04/2004 – „Struktura, ewolucja i dynamika litosfery, kriosfery i biosfery w europejskim sektorze Arktyki oraz w Antarktyce”

naukowych w AANII (Arktičeskij i Antarktičeskij Naučno-Issledovatelnyj Institut) w Sankt Petersburgu oraz w SPRI (Scott Polar Research Institute) w Cambridge. Dane o promieniowaniu słonecznym pochodzą z NOAA/CMDL Solar and Thermal Radiation (STAR) Group oraz ze Sprawochnika po klimatu Antarktydy – Solnečnaja radiacija (2002). Dla temperatury powietrza wykorzystano dane homogeniczne, których jednorodność sprawdzono testem Alexanderssona (1986). Dla kilku stacji stwierdzono zerwanie jednorodności serii pomiarowych (Kejna 2003a).

Obszar badań

Antarktyka obejmuje polarne obszary półkuli południowej o powierzchni około 47 mln km² (Atlas Antarktydy t. 2, 1969). W jej skład wchodzi Antarktyda oraz część Oceanu Południowego ograniczona strefą konwergencji antarktycznej. Rozdziela ona zimne i mniej zasolone wody antarktyczne od wód subantarktycznych. Strefa konwergencji antarktycznej przebiega między 47 a 61°S, zajmując najbardziej południowe położenie na Morzu Bellingshausena, a północne na Oceanie Atlantyckim na wschód od Cieśniny Drake'a (Bigg i in. 2003). Obszar Antarktydy jest skupiony prawie w całości w obrębie południowego koła polarnego, jednak kontynent względem bieguna jest położony ekscentrycznie (Taljaard 1972). Antarktydę pokrywa największy współcześnie lądolód zajmujący 96.7% jej powierzchni, jego objętość sięga około 30 mln km³ (Averjanov 1990). Średnia wysokość lądolodu wynosi 2200 m n.p.m., ale najwyższe jego partie wznoszą się do 4000 m n.p.m. Wysokość lądolodu od wybrzeża szybko wzrasta, a jego średnie nachylenie do wysokości 1000 m n.p.m. wynosi 0.0154, natomiast wewnątrz kontynentu jest prawie płaskie (nachylenie 0.001–0.005) – Schwerdtfeger (1984). Lądolód antarktyczny przekroczył linię brzegową tworząc rozległe lodowce szelfowe (np. Rossa – 540 tys. km², Filchnera i Ronne – w sumie 530 tys. km²). Obszary niezlodowacone zajmują zaledwie 3.3% powierzchni Antarktydy, są to wysokie masywy górskie, pojedyncze nunataki oraz otoczone lodowcami oazy i nieliczne fragmenty wybrzeża (Averjanov 1990). Pod względem geologicznym i morfologicznym w obrębie kontynentu wyróżniamy: Antarktydę Wschodnią, Antarktydę Zachodnią oraz Półwysep Antarktyczny (rys. 1).



Rys. 1. Wysokość nad poziom morza oraz krainy geograficzne Antarktydy.
Opracowano na podstawie mapy: Antarktyda, PPWK, 1998 r.

Czynniki klimatotwórcze

Warunki klimatyczne Antarktyki są determinowane jej polarnym położeniem oraz znacznym zróżnicowaniem fizjograficznym. Wraz z szerokością geograficzną zmniejsza się kąt padania promieni słonecznych, a za kołem polarnym podstawowe znaczenie ma zjawisko dnia i nocy polarnej. Ogromny wpływ na warunki klimatyczne wywiera śnieżno-lodowcowe podłoże lądolodu antarktycznego oraz lody morskie. Bardzo wysokie albedo śniegu i lodu (do 60–90%) w istotny sposób wpływa na bilans radiacyjny podłoża (Allison i in. 1993). Dlatego też, tylko nieznaczna część promieniowania słonecznego jest absorbowana przez podłoże, a większość powraca do atmosfery, bądź też jest bezpowrotnie tracona (Danilov i in. 2000). Natomiast dla promieniowania długofalowego śnieg jest praktycznie ciałem doskonale czarnym, efektywnie pochłaniającym promieniowanie zwrotne atmosfery (Maršunova 1980a). Pokrywa śnieżna jest złym przewodnikiem ciepła, dlatego też pochłanianie promieniowania zachodzi w cienkiej, powierzchniowej warstwie, a jej zasoby ciepła są znikome. Ponadto znaczna część pochłoniętej energii jest zużywana na topnienie śniegu i lodu.

Znaczna wysokość kontynentu powoduje, że ponad najwyższymi partiami lądolodu zalega cieńsza warstwa powietrza (o 25% mniejsza niż na wybrzeżu) – Maršunova 1980. Ma to ogromne znaczenie dla ekstynkcji promieniowania słonecznego oraz promieniowania długofalowego emitowanego przez powierzchnię ziemi (Maršunova 1980b). Układ rzeźby lądolodu determinuje dywergentną cyrkulację katabatyczną (np. Schwerdtfeger 1970). Masy powietrza pod wpływem siły ciężkości przemieszczają się z najwyższych partii lądolodu ku wybrzeżu. Ruch ten jest modyfikowany przez siłę Coriolisa oraz układ rzeźby. W obniżeniach lądolodu w wyniku efektu tunelowego następuje nasilenie wiatrów katabatycznych (van Lipzig i in. 2004). Półwysep Antarktyczny, ze względu na znaczną wysokość oraz południkowy przebieg, stanowi barierę orograficzną dla strefowej cyrkulacji mas powietrza, jaka zachodzi w szerokościach umiarkowanych i polarnych półkuli południowej (Schwerdtfeger 1984). Wpływa on również na cyrkulację oceaniczną oraz dystrybucję lodów morskich w tym rejonie (Jacka 1990).

Na warunki klimatyczne panujące w Antarktyce szczególny wpływ wywiera Ocean Południowy. Na kontakcie pomiędzy atmosferą a powierzchnią oceanu zachodzi intensywna wymiana pędu, energii, wody słodkiej i gazów (Simmonds i King 2004). Powierzchnia wody absorbuje do 97% promieniowania słonecznego, gdy kąt padania promieni słonecznych jest większy od 50° (Bigg i in. 2003). Wody oceaniczne, ze względu na ich dużą pojemność cieplną, gromadzą znaczne ilości ciepła i wpływają łagodząco na klimat, szczególnie tam gdzie powierzchnia oceanu jest wolna od lodu. Przepływ ciepła od powierzchni oceanu do atmosfery sięga 5–40 W/m², a w czasie sztormów nawet do 100 W/m² (Danilov i in. 2000). Ocean Południowy jest głównym źródłem wilgoci, która niesiona wraz z masami powietrza jest przenoszona nad kontynent. Wymiana ta ma również wymiar energetyczny.

Oddziaływanie Oceanu Południowego na warunki klimatyczne Antarktydy jest niewielkie i ograniczone do strefy wybrzeża. Jest to efekt specyficznej cyrkulacji prądów morskich, niskiej temperatury powierzchni oceanu oraz znacznego zlodzenia przybrzeżnych mórz (Simmonds i King 2004). Na Oceanie Południowym funkcjonuje kołowa cyrkulacja wód oceanicznych, uwarunkowana dynamicznym oddziaływaniem wiatru, pionowymi ruchami wody oraz konfiguracją lądów i dna morskiego. Wzdłuż wybrzeży kontynentu płynie prąd wokółantarktyczny przenoszący z prędkością od 0.2 do 0.13 węzła ze wschodu na zachód około 10 Sv wody (Korotkov 1995). Masy te na M. Weddella,

po natrafieniu na barierę Półwyspu Antarktycznego, skręcają na północ, a następnie na zachód. Opisana cyrkulacja sprzyja koncentracji lodów morskich na tym akwenie (Weatherly i in. 1998). W szerokościach umiarkowanych, między 40–65°S funkcjonuje zimny Prąd Cirkumpolarny zwany w Polsce Dryfem Wiatrów Zachodnich. Ten potężny prąd morski obejmuje warstwę oceanu nawet do głębokości 3000 m, przenosząc 110 Sv wody (przez Cieśninę Drake'a nawet 150 Sv) – England i Garson (1994). Na Oceanie Południowym dochodzi do zmian gęstości wód powierzchniowych w procesach ochładzania i zamarzania wody morskiej oraz wzrostu temperatury wody i topnienia lodów morskich (Bigg i in. 2003). W okresie jesienno-zimowym powierzchniowe warstwy Oceanu Południowego stają się gęstsze w wyniku obniżenia ich temperatury oraz wzrostu zasolenia warstw leżących pod tworzącą się pokrywą lodową (cyrkulacja termohalinowa). Wody te zapadają się na głębokość nawet do 1000 m, a na ich miejsce wypływają cieplejsze wody głębinowe. Zjawisko to występuje zwłaszcza na M. Weddella i M. Rossa. Ponadto u wybrzeży Antarktydy zachodzi intensywny upwelling wynoszący na powierzchnię około 24 Sv wody (Hanna 1996).

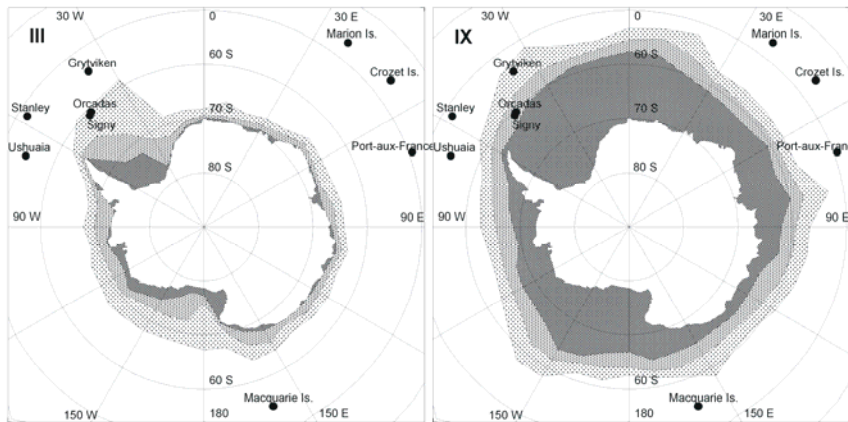
Rozkład temperatury powierzchni Oceanu Południowego zależy od szeregu czynników związanych z bilansem radiacyjnym powierzchni oceanu, cyrkulacją mas wodnych oraz obecnością lodów morskich. Najniższe temperatury występują zimą, osiągając u wybrzeży kontynentu temperaturę zamarzania, to jest około -1.9°C (Bigg i in. 2003). Latem pod wpływem energii słonecznej temperatura powierzchni oceanu wzrasta do 4°C w północnej części Oceanu Południowego, natomiast u wybrzeży kontynentu, a zwłaszcza na akwenach pokrytych lodem morskim jest ona przez cały rok ujemna i wynosi od 0 do -1°C (England i Garson 1994). Temperatura wód oceanicznych w sezonie letnim jest relatywnie niska ze względu na ogromną ilość ciepła, jaka jest zużywana na topnienie lodu morskiego (Turner i Pendlebury 2004). Na Oceanie Południowym przemieszczają się z zachodu na wschód wody o anomalnie wysokich lub niskich temperaturach w postaci antarktycznych fal wokółpolarnych (ACW – Antarctic Circumpolar Wave). Charakteryzują się one 2-falową strukturą. Ich kompletna cyrkulacja zajmuje od 12 do 16 lat (White i Peterson 1996).

Ponad Oceanem Południowym rozkład temperatury powietrza charakteryzuje się strefowym przebiegiem izoterm. Najniższe średnie roczne wartości temperatury występują w południowych częściach mórz: Weddella, Rossa i Amundsena (od -21 do -23°C), podczas gdy u wybrzeży Antarktydy Wschodniej średnie temperatury wynoszą około -12°C . Im dalej na północ tym temperatura powietrza nad oceanem jest wyższa (Styszyńska 1985).

Bardzo zmiennym czynnikiem klimatotwórczym w Antarktyce są lody morskie (Weatherly i in. 1998), zajmują one w okresie zimowym około 19 mln km^2 otaczając Antarktydę pasem o średniej szerokości około 2200 km (rys. 2). Maksymalny zasięg lodów morskich występuje we wrześniu, kiedy to sięgają 60°S , a w sektorze atlantyckim nawet 55°S (Simmonds i Jacka 1995). Nie jest to lód zwarty, zaledwie połowa jego powierzchni charakteryzuje się koncentracją powyżej 85%. Na wiosnę i latem lody morskie podlegają silnemu topnieniu. Pod koniec lata ich powierzchnia zmniejsza się do około 3–3.5 mln km^2 (Jacobs i Comiso 1997). Latem lód pozostaje na Morzu Weddella, u wybrzeży kontynentu na morzach Bellingshausena i Amundsena oraz miejscami u wybrzeży Antarktydy Wschodniej. W sumie lód przybrzeżny (pripaj) blokuje latem około 65% wybrzeża Antarktydy (Korotkov 1995). Lody morskie Antarktyki są przeważnie jednorocznymi, jedynie na Morzu Weddella gdzie lód utrzymuje się cały rok występują lody wieloletnie (King i Turner 1997). W wielu miejscach Oceanu Południowego tworzą się obszary wolne od lodu – polynie (Bromwich i in. 1994, Koenig-Langlo i in. 1998). Powstają one najczęściej wzdłuż wybrzeża pod wpływem działania wiatrów odrzutowych (wiatrów katabatycznych), a na otwartym morzu w wyniku dywergencji

poła wiatru, np. polynie na Morzu Weddella. W sumie na Oceanie Południowym każdego roku funkcjonuje ponad 100 polynii, które latem zajmują do 1.1 mln km² (Korotkov 1995).

Lód morski wpływa w istotny sposób na kształtowanie procesów pogodowych i klimatycznych Antarktydy. Modyfikuje je poprzez liczne sprzężenia zwrotne oddziałujące na bilans radiacyjny, bilans cieplny i wymianę wilgoci. Lód morski charakteryzuje się znacznie większym albedo w porównaniu do otwartych wód oceanu (Ivanov 2003), stąd też jego obecność ogranicza absorpcję promieniowania słonecznego. Ponadto lód morski ogranicza strumień ciepła odczuwalnego (jawnego) oraz ciepła utajonego w procesie wymiany wilgoci (Jacobs i Comiso 1997). Lody morskie pośrednio wpływają na cyrkulację atmosferyczną, przez co kształtują warunki klimatyczne nie tylko wybrzeża, ale i wnętrza kontynentu (Simmonds i Jacka 1995).



Rys. 2. Zasięg lodów morskich wokół Antarktydy w marcu (III) i we wrześniu (IX). Linie oznaczają minimalny, średni i maksymalny zasięg lodów w latach 1973–2000. Źródło danych Australian Antarctic Division

Na Antarktydzie, przy ograniczonych zasobach energetycznych, szczególną rolę w kształtowaniu warunków pogodowych pełni cyrkulacja atmosferyczna. System cyrkulacyjny w rejonie Antarktydy składa się z dwóch zasadniczych elementów: wyżu antarktycznego i wokółantarktycznej bruzdy niskiego ciśnienia. Przyziemne pole ciśnienia na Antarktydzie oraz na Oceanie Południowym charakteryzuje się koncentrycznym układem izobar (Schwerdtfeger 1970). Najniższe wartości ciśnienia występują u wybrzeży Antarktydy. Ciśnienie wzrasta w kierunku wyżów szerokości zwrotnikowych oraz wnętrza kontynentu. Istnienie wyżu nad centralnymi rejonami Antarktydy było szeroko dyskutowane w literaturze (Meinardus 1938, Rusin 1961, Schwerdtfeger 1970, 1984, Rodok i in. 1996 i inni). Ze względu na trudności w redukcji ciśnienia atmosferycznego do poziomu morza na mapach przyziemnych nie wykreśla się izobar dla obszaru Antarktydy (Schwerdtfeger 1984). Dopiero na mapach topografii barycznej 600 hPa, to jest dla poziomu odpowiadającego najwyższym partiom łądolodu, zaznacza się centrum wyżu nad Antarktydą Wschodnią (Voskresenskij i Čukanin 1980a). Wyż ten zalega w przypowierzchniowej warstwie powietrza do 1.5–2 km nad powierzchnią łądolodu (Averjanov 1990). W warstwie tej odbywa się katabatyczny sływ mas powietrza po stoku łądolodu. Wyż antarktyczny obejmuje cały kontynent, sięgając daleko na północ klinami wysokiego ciśnienia (Astapenko 1960). Stwarza to sytuacje blokujące, znacznie zaburzające strefowy ruch mas powietrza (van Loon 1956, Trenberth 1985 i inni).

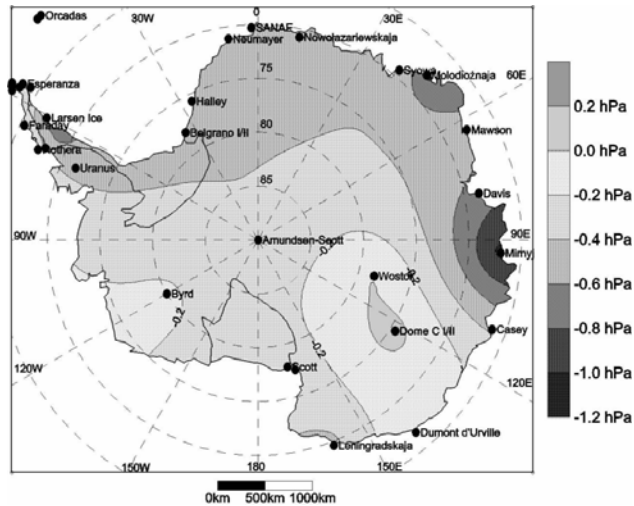
Wokół Antarktydy rozwija się bardzo dynamiczna działalność cyklonalna, która jest efektem globalnej cyrkulacji atmosferycznej wywołanej kontrastem termicznym między szerokościami polarnymi, a silnie nagrzanymi obszarami międzyzwrotnikowymi (Schwerdtfeger 1984). W bruzdzie tej występują najniższe na kuli ziemskiej wartości ciśnienia atmosferycznego – średnie miesięczne poniżej 960 hPa (Carleton 1981). Jej oś przebiega średnio na 62.8°S (Weatherly i in. 1998). Charakteryzuje się ona bardzo złożoną strukturą oraz znaczną zmiennością sezonową (van Loon i Shea 1988). Bruzda cyklonalna zajmuje najbardziej północną pozycję w czerwcu i grudniu (58°S), natomiast w marcu i we wrześniu przesuwa się ku wybrzeżu Antarktydy. Powoduje to półroczną oscylację ciśnienia atmosferycznego (SAO – Semiannual Oscillation) – Hurrell i van Loon 1994, van den Broeke 1998. U wybrzeży Antarktydy najwyższe wartości ciśnienia występują w lecie i zimą, a najniższe w przejściowych porach roku, a w szerokościach umiarkowanych odwrotnie (van Loon 1972). Pogłębienie bruzdy cyklonalnej wywołuje wzrost prędkości wiatru (King i Turner 1997). Na procesy zachodzące w obrębie wokółantarktycznej bruzdy niskiego ciśnienia wywierają wpływ wyże zwrotnikowe, zwłaszcza w porze letniej (Simmonds i in. 2003).

W obrębie bruzdy niskiego ciśnienia dochodzi do intensywnej cyklogenezy. Najczęściej przebiega ona u wybrzeży kontynentu w pobliżu południków 30°E, 75°E, 115°E, 40°W, 80°W i 160°W oraz w strefie silnych kontrastów termicznych wody morskiej (strefa konwencji antarktycznej) i granicy lodów morskich (Davydova 1966, van Loon 1972, Streten 1980, Schwerdtfeger 1984, King i Turner 1997). W obrębie bruzdy można wyróżnić dwa typy systemów cyklonalnych (Turner i in. 1998): cyklony o klasycznym układzie frontów oraz cyklony o niezdefiniowanej strukturze frontów, zaznaczające się na zdjęciach satelitarnych w postaci wąskiego, ale długiego pasa zachmurzenia. W rozległych depresjach o średnicy powyżej 1000 km zachodzą gwałtowne procesy okluzji (instant occlusion) – Carleton (1981). Często „stary” w ujęciu synoptycznym system cyklonalny ulega dezintegracji na kilka mezocyklonów o niewielkiej średnicy (100–200 km), które krążą wokół tworząc konfigurację „merry-go-round” (Turner i Thomas 1994, Turner i in. 1998). Zachmurzenie w mezo-cyklonach często przyjmuje postać przecinka (coma) – Sinclair (1994). Cyklony przemieszczają się wokół Antarktydy z zachodu na wschód z lekkim odchyleniem ku południowi (Astapenko 1960). Średnia prędkość cyklonów u wybrzeży Antarktydy wynosi 35 km/godz., natomiast cyklonów formujących się w szerokościach umiarkowanych aż 55 km/godz. (Averjanov 1990). Pomiędzy 50–70°S cyklony utrzymują się średnio przez 3.69 dnia latem i 3.57 dnia zimą, natomiast w pobliżu wybrzeży kontynentu zanikają latem już po 2.18 dniach, a zimą po 2.57 dniach. Średnio cyklony pokonują dystans 2315 km zimą i 1946 km latem (Simmonds i Keay 2000). Zdarzają się jednak przypadki gdy trasa cyklonu przekracza 3–5 tys. km (Turner i in. 1998), noszą one nazwę cyklonów migrujących (migratory cyclones) – Keable i in. (2002). Większość cyklonów kończy swoją wędrówkę u wybrzeży Antarktydy, obszary te nazywamy cmentarzami cyklonów (depression graveyards) – van den Broeke (1998). Tylko nieliczne z nich wchodzi w głąb kontynentu (Astapenko 1960). Z reguły są tzw. cyklony eksplozywne, które ulegają gwałtownemu pogłębieniu przed wejściem nad kontynent (nawet o 24 hPa na dobę). Ze względu na ogromne ilości ciepła, jakie wnoszą w głąb Antarktydy są one również zwane „bombami meteorologicznymi” (Simmonds i in. 2003).

Wzajemne interakcje i sprzężenia zwrotne jakie zachodzą między oceanem, lodami morskimi a atmosferą prowadzą do zmian klimatycznych w Antarktyce. Problem ten przeanalizowano dla wybranych elementów meteorologicznych.

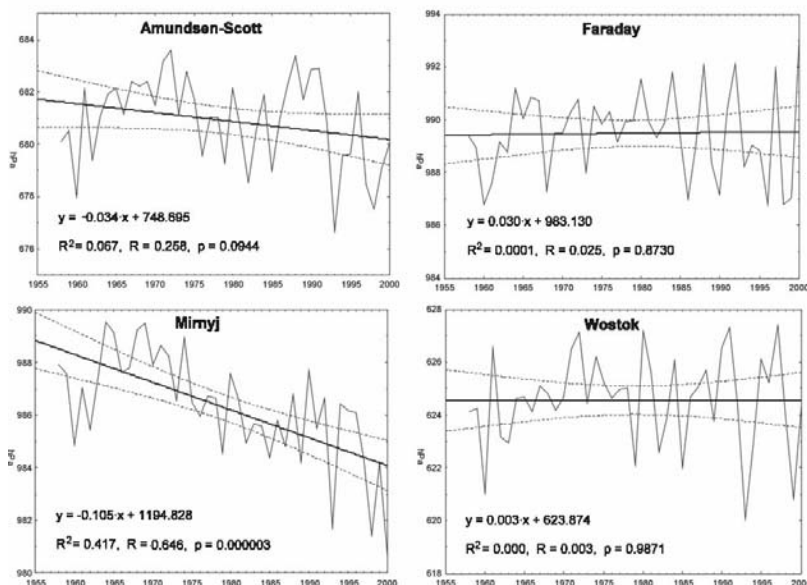
Ciśnienie atmosferyczne

Ciśnienie atmosferyczne na Antarktydzie charakteryzuje się znaczną zmiennością z roku na rok. Jednak w drugiej połowie XX wieku nastąpiły jego istotne zmiany świadczące o przebudowie systemu cyrkulacyjnego w rejonie Antarktydy. Na wybrzeżu Antarktydy Wschodniej ciśnienie atmosferyczne wyraźnie się obniżyło, na przykład na stacjach: Mirnyj o -1.05 hPa/10 lat, Mołodiożnaja -0.85 hPa/10 lat, Davis -0.65 hPa/10 lat, Nowołazariewskaja -0.60 hPa/10 lat (rys. 3 i 4). Są to wartości istotne statystycznie na poziomie 0.05. Trend spadkowy ciśnienia w tym rejonie sięgający -1.77 hPa/10 lat zanotowano już w latach 1969–1979 (van Loon i in. 1993).



Rys. 3. Trendy ciśnienia atmosferycznego w hPa/10 lat na Antarktydzie w latach 1958–2000.
Objaśnienia: 1 – stacje, 2 – stacje o trendzie istotnym na poziomie 0.05

Potwierdzają to reanalizy NCEP-NCAR wykazujące ujemny trend ciśnienia atmosferycznego w wysokich szerokościach geograficznych półkuli południowej (Marshall i Harangozo 2000). Na południe od 60°S ciśnienie obniżyło się o 1–2 hPa/dekadę (Simmonds i Keay 2000). W niektórych rejonach spadek ciśnienia w latach 1949–1998 wyniósł aż 10 hPa. Depresja ciśnienia zalegająca na Morzu Rossa pogłębiła się o 6.2 hPa, a centrum tego niżu przemieściło się z 145°W na 160°W (Hines i in. 2000). Na Półwyspie Antarktycznym ciśnienie obniżyło się zwłaszcza w jego północnej części, np. na stacji Bellingshausen o -1.00 hPa/10 lat w okresie 1968–1999 (Kejna i Lagun 2004). Natomiast w środkowej części Półwyspu zmiany nie są istotne (np. stacja Faraday), podobnie jak na Orkadach Południowych. Wynika to z przeciwstawnych tendencji w poszczególnych porach roku. Na Orkadach Południowych i na Półwyspie Antarktycznym nastąpił wzrost ciśnienia latem i jesienią, z wyraźnym jego obniżeniem w miesiącach zimowych. Na pozostałym wybrzeżu Antarktydy nastąpiło obniżenie ciśnienia we wszystkich porach roku, a w rejonie M. Weddella wyraźnie pogłębiło się minimum jesienne i wiosenne. Jednocześnie zmniejszyły się jego amplitudy roczne (Kejna 2005). Natomiast we wnętrzu kontynentu zmiany ciśnienia nie są istotne statystycznie (np. stacja Wostok). Jedynie na biegunie południowym ciśnienie się obniżyło się o -0.34 hPa/10 lat (istotność na poziomie 0.09).



Rys. 4. Przebieg ciśnienia atmosferycznego i jego trend na wybranych stacjach antarktycznych w latach 1958–2000

Przyczyną tych zmian jest przemieszczenie się wokółantarktycznej bruzdy niskiego ciśnienia na południe (Enmoto i Ohmura 1990). W końcu XX wieku jej oś przemieściła się aż o 4–5 stopni (Lubin i in. 1998). Nasileniu uległa cyklogeneza u wybrzeży Antarktydy (Turner i Pendlebury 2004). Wprawdzie ilość cyklonów uległa redukcji (Simmonds i Keay 2000), ale zwiększyła się przy tym ich średnica oraz głębokość. Zmiany te doprowadziły do wzrostu gradientu ciśnienia między wnętrzem kontynentu a wybrzeżem. Ma to zasadnicze znaczenie dla cyrkulacji katabatycznej funkcjonującej na Antarktydzie (van den Broeke 2000a).

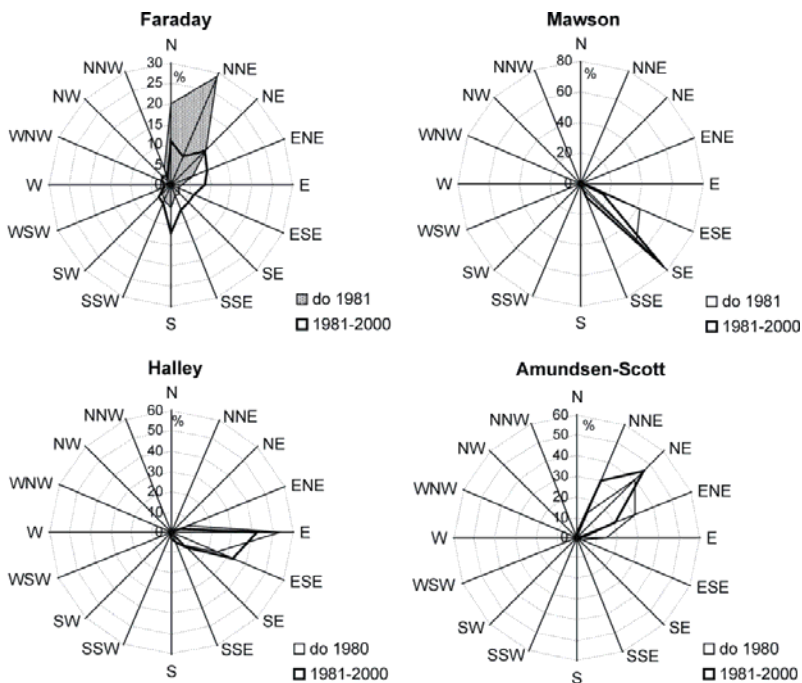
Kierunek i prędkość wiatru

Na Antarktydzie ruch mas powietrza przy powierzchni ziemi jest determinowany przez układ pola ciśnienia oraz ukształtowanie podłoża (Simmonds i in. 2003). Osiadające w wyżu antarktycznym masy powietrza przemieszczają się po stoku lodolodu w kierunku wybrzeża, podlegając przy tym sile grawitacji oraz gradientu ciśnienia (van Lipzig i in. 2004). W porze zimowej gradient ciśnienia stanowi do 50% siły wywołującej ruch powietrza po stoku lodolodu (van den Broeke i van Lipzig 2002). Splyw katabatyczny obejmuje warstwę przyziemną o niewielkiej miąższości – do 500 m (Liu i Bromwich 1997), jedynie latem może sięgać do 2 km (Koenig-Langlo i in. 1998).

Ze względu na działanie siły Coriolisa wiatry katabatyczne na Antarktydzie przyjmują kierunek południowo-wschodni (Kolosova 1982, Allison i in. 1993, van den Broeke i van Lipzig 2003). Charakteryzują się one dużą stałością kierunku, np. na stacji Dome Fuji wiatry z sektora SSE–ESE stanowią aż 84% wszystkich przypadków (Kameda i in. 1997). Natomiast na biegunie południowym udział wiatrów z sektora 330–110° sięga 98% (Bodhaine i in. 1986). Na wybrzeżu wiatry katabatyczne skręcają na zachód przemieszczając się wzdłuż klifu lodolodu – są to wiatry barierowe. Występują one szczególnie często na Lodowcu Szelfowym Rossa u podnóża Gór Transantarktycznych (Turner

i Pendlebury 2004), na M. Rossa (Hanna 1996) oraz wzdłuż wschodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego (Schwerdtfeger 1984). Następnie masy te włączają się w dominujący w szerokościach umiarkowanych strefowy ruch mas powietrza. Dominują tam silne wiatry zachodnie uwarunkowane gradientem ciśnienia pomiędzy wyżami zrotnikowymi a bruzdą cyklonalną rozciągającą się wokół Antarktydy (van den Broeke i van Lipzig 2003).

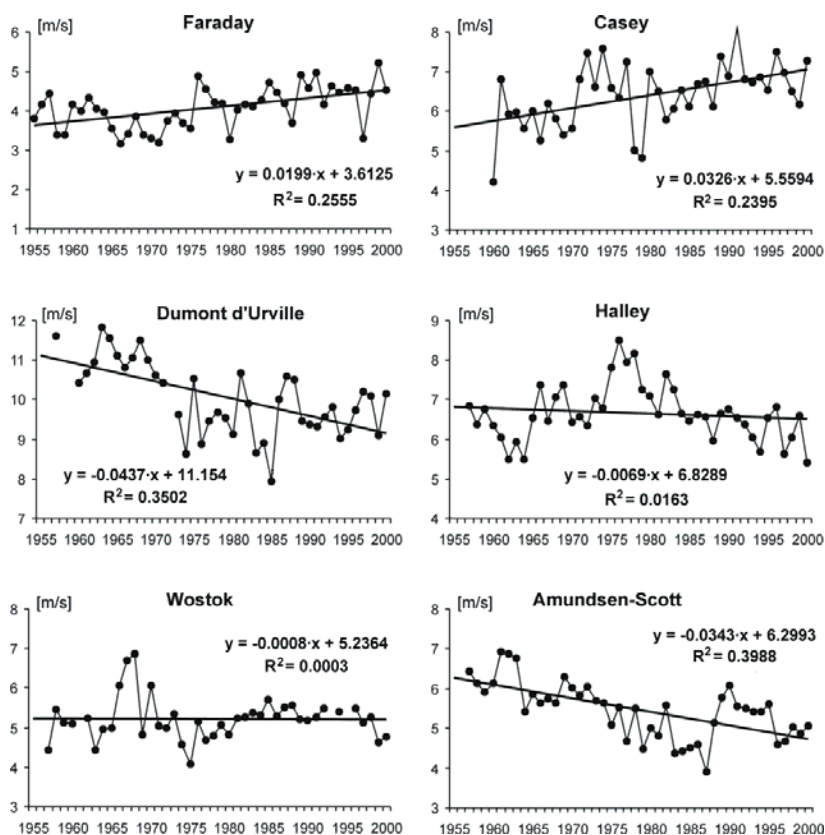
Na Antarktydzie uśrednione dla poszczególnych miesięcy kierunki wiatru wykazują, że cyrkulacja ta podlega w ostatnich latach pewnym modyfikacjom (rys. 5). Po porównaniu struktury kierunków wiatru z okresu 1981–2000 z latami wcześniejszymi stwierdzono, że w niektórych stacjach zaszły dość istotne zmiany. Na stacji Faraday dominują wiatry północne przynoszące cieplejsze masy powietrza (Turner i Pendlebury 2004). Jednak w ostatnich 2 dekadach XX wieku wzrosła częstość wiatrów z południa i ze wschodu. W efekcie rosnący trend temperatury powietrza na tej stacji uległ w ostatnich latach nieznacznemu osłabieniu (Timofeev 2002). Na pozostałym wybrzeżu Antarktydy dominująca w tym rejonie cyrkulacja katabatyczna nie wykazuje większych zmian, np. na stacji Halley dominują wiatry E i ESE, natomiast na stacji Mawson – SE i ESE. Na biegunie południowym po 1980 r. wzrosła częstość wiatrów NNE (jako kierunek północny przyjęto południk 0°) przynoszących wilgotniejsze masy powietrza z nad Morza Weddella (King i Turner 1997).



Rys. 5. Częstość średnich miesięcznych kierunków wiatru (w %) w dwóch okresach: do 1980 r. oraz w latach 1981–2000

Istotne znaczenie dla warunków klimatycznych ma również prędkość wiatru. Na Antarktydzie średnia prędkość wiatru wykazuje znaczne zróżnicowanie przestrzenne. Najslabsze wiatry występują na lodowym plateau, np. na stacji Wostok 5.3 m/s, Amundsen-Scott 5.0 m/s (van Lipzig i in.

2004). Na stoku lodolodu prędkość wiatru wzrasta (Kolosova 1982), na przykład na Antarktydzie Wschodniej od 3.2 m/s na stacji Dome C położonej w centrum kontynentu, przez 6.2 m/s na stacji D80 aż po 10.9 m/s na stacji D47 położonej na wybrzeżu (Allison i in. 1993). Zwiększeniu prędkości wiatru sprzyja lokalna orografia, w wielu rejonach Antarktydy występują efekty tunelowe (Parish i Bromwich 1987). Na przykład na Ziemi Adeli na stacji Cape Denison średnia roczna prędkość wiatru w latach 1912–1913 wyniosła aż 19.4 m/s (Schwerdtfeger 1970). Nowsze badania podają średnią 16.3 m/s dla tego rejonu (van Lipzig i in. 2004). Bardzo silne wiatry występują również na Antarktydzie Zachodniej, np. na stacji Russkaja 19.6 m/s (Ljubarskij 1993). W innych rejonach wybrzeża prędkości wiatru są również znaczne ze względu na duże gradienty ciśnienia powstające między Antarktydą, a głębokimi niżami przemieszczającymi się wokół kontynentu (Kolosova 1982, Koenig-Langlo i in. 1998, Bintanja 2000).



Rys. 6. Przebieg średnich rocznych prędkości wiatru (m/s) i ich trend w wybranych stacjach antarktycznych w latach 1956–2000

Prędkość wiatru podlega zmianom wraz z rosnącym lub malejącym gradientem ciśnienia atmosferycznego. Zmiany zachodzące w polu ciśnienia w rejonie Antarktydy spowodowały, iż na Płw. Antarktycznym prędkość wiatru wzrosła. Na stacji Faraday trend ten wynosi 0.199 m/s/10 lat (rys. 6), z największymi zmianami w sezonie letnim (0.639 m/s/10 lat) i zimowym (0.502 m/s/10 lat). Nasilenie

strefowej cyrkulacji wiatrów zachodnich wokół Antarktydy sygnalizowali już Roger i van Loon (1982). Nowsze badania wykazały, iż w porównaniu do okresu 1957–1970 prędkość wiatru geostroficznego w tym rejonie zwiększyła się o 18% (Hines i in. 2000). Również na niektórych stacjach położonych na wybrzeżu Antarktydy Wschodniej nastąpił wzrost prędkości wiatru, np. Casey (0.688 m/s/10 lat), Davis (0.468 m/s/10 lat), Syowa (0.432 m/s/10 lat). Wzrost ten zaznaczył się zwłaszcza w okresie letnim (np. Syowa 0.728 m/s/10 lat, Davis 0.478 m/s/10 lat) oraz w przejściowych porach roku (np. Casey wiosną 0.841 m/s/10 lat i jesienią 0.697 m/s/10 lat). Jednak nie na całym wybrzeżu notowano wzrost prędkości wiatru, na przykład na stacjach Halley i Mirnyj trendy nie są istotne statystycznie, a na stacji Dumont d'Urville nastąpiło wręcz zmniejszenie prędkości wiatru (-0.437 m/s/10 lat).

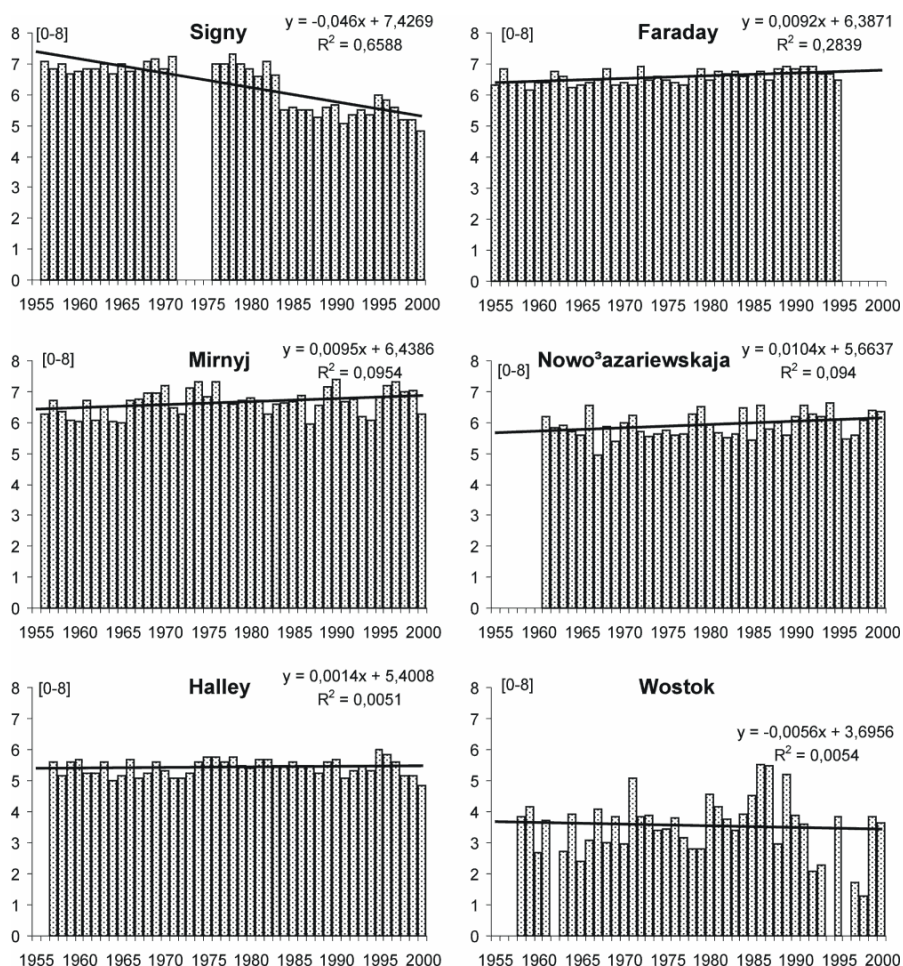
We wnętrzu kontynentu w drugiej połowie XX wieku nastąpiło zmniejszenie prędkości wiatru. Na stacji Wostok zmiana ta nie była istotna statystycznie, ale już na stacji Amundsen-Scott wyniosła -0.343 m/s/10 lat. Potwierdzają to badania Turnera i in. (2005), którzy stwierdzili znaczny spadek prędkości wiatru na biegunie południowym, wynoszący -0.360 m/s/10 lat. Szczególnie duże osłabienie dynamiki atmosfery nastąpiło zimą (-0.735 m/s/10 lat), na jesieni (-0.595 m/s/10 lat) oraz na wiosnę (-0.494 m/s/10 lat). Zmiany te zbiegły się z silnym ochłodzeniem na biegunie w tych sezonach (Kejna 2003a).

Zachmurzenie

Rozwój zachmurzenia na Antarktydzie jest silnie uzależniony od cyrkulacji atmosferycznej, rodzaju ośrodków barycznych, frontolizy i adwekcji wilgoci. Dlatego też rozkład zachmurzenia na tym kontynencie wykazuje silną strefowość. Największe zachmurzenie występuje w strefie bruzdy obniżonego ciśnienia otaczającego Antarktydę (ponad 7 w skali od 0–8), ze względu na ożywioną działalność cyklonalną w tym rejonie (van Loon i Shea 1988). Na wybrzeżu kontynentu zachmurzenie zmniejsza się do 4–6 stopni, np. przykład na stacji Dumont d'Urville 4.7, Neumayer 5.1 oraz Halley 5.0 (Koenig-Langlo i in. 1998). Natomiast w głębi kontynentu zachmurzenie jest niewielkie i wynosi 1–2 stopnie. Jest to efekt niewielkich zasobów wody w atmosferze oraz permanentnej cyrkulacji antycyklonalnej funkcjonującej w tym rejonie (Milašenko i Grigorjan 1980, Averjanov 1990). W przebiegu rocznym, zarówno na wybrzeżu, jak i we wnętrzu kontynentu, najmniejsze zachmurzenie występuje w porze zimowej, kiedy to rozwój lodów morskich na Oceanie Południowym znacznie zmniejsza strumień wilgoci do atmosfery (Schwerdtfeger 1970). Nad Oceanem Południowym dominują chmury warstwowe związane działalnością cyklonalną i tworzeniem frontów atmosferycznych. Natomiast we wnętrzu kontynentu nad wysoko wyniesionym lądolodem występują wyłącznie chmury piętra wysokiego (głównie Ci) i średniego (głównie As) – King i Turner (1997).

Zmiany zachodzące w systemie cyrkulacji atmosferycznej oraz zlodzenia Oceanu Południowego prowadzą do zaburzeń w przebiegu zachmurzenia. Występują przy tym znaczne różnice regionalne (rys. 7). Na Orkadach Południowych (stacja Signy) w drugiej połowie XX wieku wystąpił istotny statystycznie spadek zachmurzenia wynoszący -0.46 stopnia/10 lat. Trend ten zaznacza się we wszystkich porach roku, a zwłaszcza na jesieni (-0.56 stopnia/10 lat). Natomiast na wybrzeżu Antarktydy występuje trend rosnący zachmurzenia, na przykład na Półwyspie Antarktycznym na stacjach: Faraday o 0.092 stopnia/10 lat, Mirnyj o 0.095 stopnia/10 lat, Nowołazarijewska o 0.10 stopnia/10 lat. Szczególnie duży wzrost wystąpił w okresie zimowym, na stacjach: Faraday o 0.17 stopnia/10 lat, Mirnyj o 0.18 stopnia/10 lat, a na stacji Nowołazarijewska zimą 0.13 stopnia/10 lat i latem 0.18 stopnia/10 lat. Wzrost zachmurzenia na wybrzeżu zależy od stopnia zlodzenia Oceanu Południowego – przy jego redukcji wzrasta transport wilgoci do atmosfery oraz rośnie aktywność

cyklonalna (Turner i Pendlebury 2004). W niektórych fragmentach wybrzeża zmiany zachmurzenia są niewielkie (Halley 0.014 stopnia/10 lat), a nawet następuje jego spadek (Mołodiożnaja -0.089 stopnia/10 lat), nie są to jednak wartości istotne statystycznie.



Rys. 7. Przebieg zachmurzenia (0–8) oraz jego trend w wybranych stacjach antarktycznych w latach 1956–2000

Dla wnętrza kontynentu dysponujemy danymi tylko ze stacji Wostok, z tym że nie są to dane kompletne. Przy znacznej zmienności zachmurzenia z roku na rok występuje tu ujemny trend -0.056 stopnia/10 lat, ale nie jest on istotny statystycznie. Jest on ujemny we wszystkich porach roku, zwłaszcza w okresie zimowym (-0.084 stopnia/10 lat). Na biegunie południowym w latach 1976–1988 zaobserwowano wzrost zachmurzenia w porze letniej, sięgający 2/10 (Stanhill i Cohen 1997). Jest on spowodowany zwiększoną częstością wiatrów znad M. Weddella. W pozostałych porach roku, a zwłaszcza na wiosnę, zachmurzenie zmniejszyło się (Dutton i in. 1991). Sprzyja to intensywnemu wypromieniowaniu ciepła z podłoża i ochłodzeniu klimatu.

Promieniowanie słoneczne

Polarne położenie Antarktydy determinuje stosunki radiacyjne na tym kontynencie (Maršunova 1980a). Na wybrzeżu kontynentu duże zachmurzenie oraz znaczna wilgotność powietrza i zwiększona obecność aerozolu powoduje, że do powierzchni ziemi dociera od 20 do 50% potencjalnego promieniowania słonecznego (Sakunov i Rusin 1980). Natomiast we wnętrzu kontynentu przy niewielkim zachmurzeniu i znikomej ilości aerozolu przezroczystość atmosfery sięga 80–90% (Maršunova 1980a). Dlatego też najwięcej energii słonecznej (ponad 4500 MJ/m² na rok) dociera do najwyższych partii lodowego plateau Antarktydy (np. Wostok 4665 MJ/m² na rok) – tabela 1. Na wybrzeżu kontynentu suma promieniowania słonecznego sięga 3000–4000 MJ/m² na rok (np. Halley – 3513, Mirnyj – 4274 MJ/m² na rok). Najniższe sumy promieniowania słonecznego występują na Półwyspie Antarktycznym (Bellingshausen – 2955, Faraday – 3156 MJ/m² na rok).

Tabela 1

Średnie roczne sumy promieniowania całkowitego (G) i bilansu radiacyjnego (Q) oraz albedo (A) dla wybranych stacji antarktycznych

| Stacja | Okres | φ [°S] | λ | Wysokość [m n.p.m.] | G [MJ/m ²] | Q [MJ/m ²] | A [%] |
|------------------------------|------------|-------------------|-----------|------------------------|---------------------------|---------------------------|----------|
| Bellingshausen ³ | 1968–1977 | 62.2 | 058.9°W | 16 | 2955 | 908 | 56 |
| Faraday ² | 1962–1982 | 65.4 | 064.4°W | 11 | 3156 | –152 | 76 |
| Mirnyj ³ | 1956–1992 | 66.5 | 093.0°E | 30 | 4274 | –176 | 82 |
| Halley ² | 1963–1982 | 75.5 | 026.4°W | 39 | 3513 | –302 | 82 |
| Vanda ¹ | 1969–1970 | 77.5 | 161.6°E | 75 | 3160 | 290 | 40 |
| Little America ¹ | 1975, 1978 | 78.3 | 163.9°W | 40 | 3140 | –190 | 60 |
| Plateau Station ¹ | 1967 | 79.2 | 040.5°E | 3625 | 4500 | –250 | 80 |
| Wostok ³ | 1958–1981 | 78.5 | 106.9°E | 3488 | 4665 | –337 | 86 |
| Amundsen-Scott ⁴ | 1958–66 | 90.0 | | 2800 | 4472 | | 86 |

Źródło: ¹ – Schwerdtfeger 1984, ² – King, Turner 1997, ³ – Radionov 2002, ⁴ – Sprawocznik po klimatu Antarktydy, t.1, 1976

Na Antarktydzie zaledwie 10–20% promieniowania słonecznego jest wykorzystywane na ogrzewanie podłoża, reszta jest odbijana ze względu na wysokie albedo śnieżno-lodowcowego podłoża (Bintanija 1995). Średnie albedo wynosi od 74–86% na wybrzeżu do 82–86% w centrum kontynentu (Averjanov 1990). Jedynie latem w oazach i na wybrzeżu, gdzie śnieg ulega stopieniu, albedo maleje do 15–20% (Maršunova 1980, Schwerdtfeger 1984). Bilans promieniowania krótkofalowego na Antarktydzie jest niewielki, na przykład na Plateau Station wynosi on 700 MJ/m² na rok, a na stacji Little America (Łód Szelfowy Rossa) 920 MJ/m² na rok (Schwerdtfeger 1984). Znacznie więcej energii jest pochłaniane przez niezlodowacone podłoże, np. na stacji Vanda bilans promieniowania krótkofalowego sięga 2470 MJ/m² na rok (King, Turner 1997). Natomiast bilans radiacyjny uwzględniający również straty energii z podłoża jest na większości obszaru Antarktydy wysoce ujemny. Deficyt energii jest charakterystyczny zwłaszcza dla obszarów zlodowaconych i we wnętrzu kontynentu sięga –250 MJ/m² na Plateau Station i –337 MJ/m na stacji Wostok (tab. 1). Na wybrzeżu bilans radiacyjny jest również ujemny i wynosi od –150 do –200 MJ/m² (np. Halley, Little America po –190 MJ/m², Mirnyj –176 MJ/m²) – Averjanov (1990). Jedynie w oazach, przyjmuje on dodatnie wartości (Lake Vanda 290 MJ/m²). Najkorzystniejszy bilans radiacyjny występuje w północnej

części Półwyspu Antarktycznego (Bellingshausen 908 MJ/m^2). Wynika to głównie z mniejszego albedo w sezonie letnim (Bintanja i van den Broeke 1996). W środkowej części Półwyspu, przy mniejszym kącie padania promieni słonecznych, bilans przyjmuje wartości ujemne (Faraday -152 MJ/m^2) – King Turner (1997).

Na stosunki radiacyjne Antarktydy szczególny wpływ wywierają chmury. Przy ich obecności dochodzi do wielokrotnych odbić promieni słonecznych między powierzchnią ziemi, a podstawą chmur, co w konsekwencji prowadzi do wzrostu ekstynkcji promieniowania przez atmosferę. Ponadto chmury ograniczają wypromieniowanie efektywne, co zwłaszcza w okresie nocy polarnej czasami prowadzi do wzrostu temperatury w systemie ziemia–atmosfera. Jest to tak zwany „paradoks radiacyjny” (Bintanja i van den Broeke 1996). Ważną składową bilansu cieplnego jest ciepło utajone, które we wnętrzu kontynentu wnosi około 12 W/m^2 (Turner i Pendlebury 2004).

Zmiany zachodzące w rozkładzie zachmurzenia na Antarktydzie spowodowały również zaburzenia stosunków radiacyjnych. Trendy sum całkowitego promieniowania słonecznego nie są jednak na Antarktydzie istotne statystycznie, za wyjątkiem bieguna południowego. Na stacji Amundsen–Scott w latach 1976–2000 trend promieniowania słonecznego wyniósł 111.4 MJ/m na 10 lat. Choć jeszcze do połowy lat 80-tych. XX wieku ilość energii słonecznej na tej stacji ulegała systematycznemu spadkowi, np. w styczniu o 5.9% (Dutton i in. 1991, Stanhil, Cohen 1997). Po uwzględnieniu dłuższego okresu trend ten uległ obróceniu i obecnie w sezonie letnim wynosi on 75.6 MJ/m^2 na 10 lat. Na stacji Wostok ilość energii słonecznej docierającej do podłoża również wzrasta (21.7 MJ/m^2 na 10 lat), ale trend ten nie jest istotny. Na wybrzeżu kontynentu wielkość promieniowania słonecznego charakteryzuje się znaczną zmiennością z roku na rok (King i Turner 1997). Rosnące w drugiej połowie XX wieku zachmurzenie powoduje, iż przeważają tam malejące trendy promieniowania słonecznego, np. Bellingshausen -10.9 , Mirnyj -44.4 MJ/m^2 na 10 lat – nie są to jednak wartości istotne statystycznie.

Na stosunki radiacyjne Antarktydy w ostatnich latach znaczny wpływ wywiera degradacja warstwy ozonowej (Farman i in. 1985). Ozon silnie absorbuje promieniowanie ultrafioletowe. Przebieg zawartość ozonu nad Antarktydą wynosiła do końca lat 70-tych. XX wieku około 300 DU. Antropogeniczna emisja do atmosfery związków zawierających chlor, fluor, brom i innych gazów aktywnie reagujących z ozonem spowodowała powstanie nad Antarktydą ozonowej anomalii stratosferycznej, potocznie zwanej „dziurą ozonową” (Lityńska 1997). Powstanie anomalii ozonowej nad Antarktydą jest również związane z wirami polarnymi funkcjonującym na pograniczu troposfery i stratosfery. Wir ten do niedawna zanikał już we wrześniu, natomiast w ostatnich latach utrzymuje się aż do listopada, ograniczając napływ bardziej zasobnych w ozon mas powietrza z szerokości poza-połarnych (Hurrell i van Loon 1994). Nad Antarktydą największe ubytki ozonu występują w okresie wiosenno–letnim, zwłaszcza w warstwie między 14–18 km (Doo i Parish 1996). Jego zawartość zmniejszyła się o 50–70% w stosunku do stanu z lat 70-tych XX wieku. Na przykład na stacji Mirnyj zawartość ozonu w okresie wiosennym spada do 110–130 DU (Danilov i in. 2000). Podobnie na stacji Halley – w październiku średnia zawartość ozonu zmalała z około 300 DU w 1956 r. do 150 w 2000 r. (Turner i Pendlebury 2004). Jednocześnie w stratosferze znacznie obniżyła się temperatura powietrza, zwłaszcza w okresie wiosennym (Randel i Wu 1999, Jagovkina i Lagun 2004). W ostatnich latach nastąpiło pewne ustabilizowanie zawartości ozonu nad Antarktydą, a nawet niektórzy badacze zaczęli dostrzegać zjawiska wskazujące na zmniejszenie zasięgu i głębokości dziury ozonowej. Być może są to pierwsze efekty przestrzegania Protokołu Montrealskiego, który zaczął obowiązywać w 1976 roku (Karol i in. 2003).

Temperatura powietrza

Problem zmian temperatury powietrza na Antarktydzie był przedmiotem szeregu opracowań: np. Limbert 1974, Budd 1982, Mayes 1981, Raper i in. 1984, Jones 1985, Jones i Wigley 1988, Sansom 1989, Trenberth i Olson 1989, Jones 1990, Košelkov 1990, Martianov i Rakusa-Suszczewski 1990, Jacka i Budd 1991, King 1994, Stark 1994, Jones 1995, Ackley i in. 1996, Smith i in. 1996, van den Broeke 1998, 2000b, Doran i in. 2002, Marshall i in. 2002, Kejna 2003a,b, Turner i in. 2005 i inni. Wykazały one znaczne zróżnicowanie regionalne oraz sezonowe trendów temperatury powietrza.

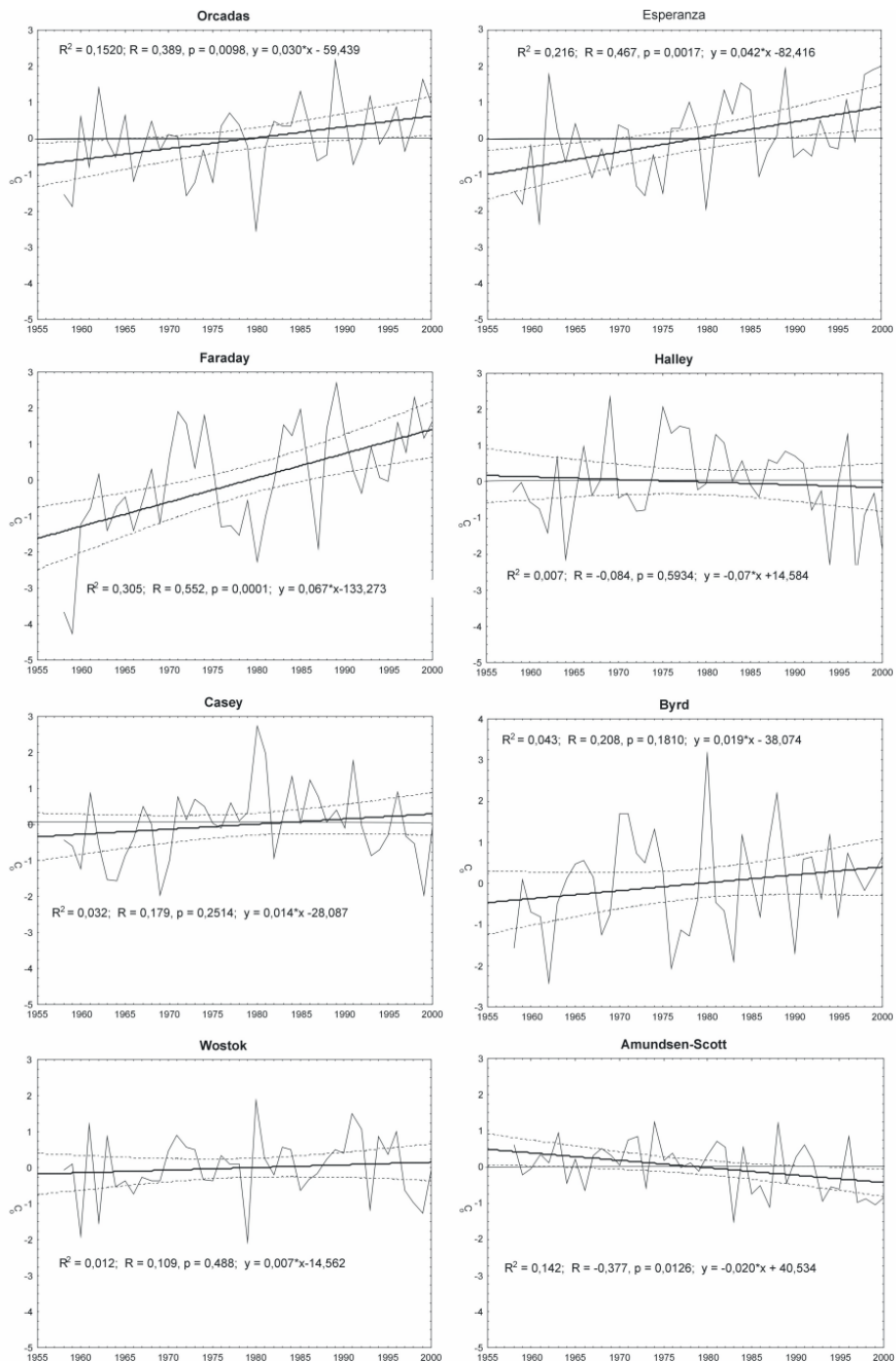
Na podstawie analizy 20 stacji o najdłuższych seriach pomiarowych stwierdzono, iż w latach 1958–2000 największy wzrost temperatury powietrza wystąpił na Półwyspie Antarktycznym (Faraday $0.67^{\circ}\text{C}/10$ lat, Esperanza $0.42^{\circ}\text{C}/10$ lat) – tab. 2, rys. 8 i 9. Rejon Półwyspu Antarktycznego jest bardzo czuły na zmiany klimatu (van den Broeke 2000b), ze względu na silny mechanizm zwrotny, jaki występuje między temperaturą powietrza a lodami na morzach Amundsena i Bellingshausena (Vaughan i in. 2001) oraz Weddella (Marsz 2005). Nad uwolnionymi od lodu akwenami dochodzi do znacznych zmian cyrkulacji atmosferycznej, w tym wzrostu cyklogenezy. Świadczy o tym spadek ciśnienia atmosferycznego, zwłaszcza zimą, wzrost prędkości wiatru oraz zachmurzenia. (King 1994, King i Harangozo 1998, Turner 2005). Wielkość i trwałość ocieplenia w rejonie Półwyspu Antarktycznego nie miała precedensu w ostatnich kilkuset latach, co wykazała analiza profili termicznych rdzeni lodowych z tego rejonu (Nicholls i Paren 1993, Thomson i in. 1994). Jest ono największe nie tylko w Antarktyce (Sansom 1989), ale i na całej półkuli południowej (Marshall i Lagun 2002). Ocieplenie objęło również wyższe warstwy troposfery, np. w warstwie od 300 do 850 hPa temperatura wzrosła od 1.0 do 1.5°C (Marshall i in. 2002, Jagovkina i Lagun 2004).

Tabela 2

Trendy temperatury powietrza (w $^{\circ}\text{C}/10$ lat) na Antarktydzie w latach 1958–2000

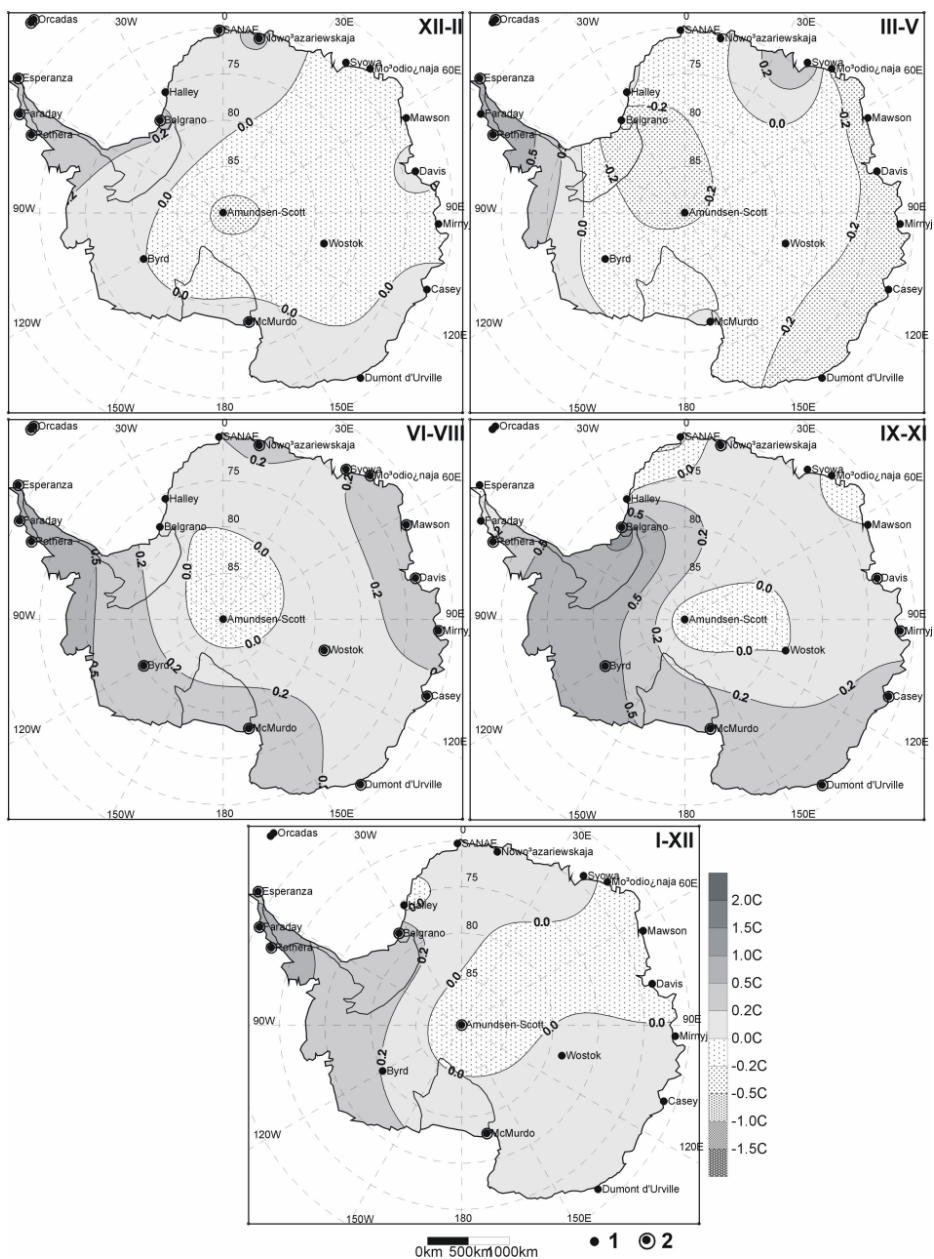
| Stacja | XII–II | III–V | VI–VIII | IX–XI | Rok |
|------------------|--------|-------|---------|-------|--------|
| Amundsen–Scott | -0.26 | -0.23 | -0.16 | -0.18 | -0.21* |
| Belgrano II | 0.26* | -0.47 | 0.06 | 1.23* | 0.42* |
| Byrd | 0.00 | -0.12 | 0.30* | 0.59* | 0.19 |
| Casey | 0.07 | -0.24 | 0.15* | 0.28* | 0.14 |
| Davis | 0.06 | -0.22 | 0.26* | 0.19* | -0.08 |
| Dumont d'Urville | 0.02 | -0.40 | 0.10* | 0.35* | 0.09 |
| Esperanza | 0.35* | 0.80* | 0.56* | -0.04 | 0.42* |
| Faraday | 0.26* | 0.69 | 0.86* | 0.06 | 0.67* |
| Halley | 0.13* | 0.05 | 0.05 | 0.03 | -0.07 |
| Mawson | -0.05 | -0.27 | 0.31* | 0.00 | -0.04 |
| McMurdo | 0.09 | 0.03 | 0.47* | 0.60* | 0.30* |
| Mirnyj | -0.08 | -0.24 | 0.29* | 0.15* | 0.03 |
| Mołodiożnaja | -0.19 | -0.25 | 0.32* | -0.06 | -0.04 |
| Nowołazarijskaja | 0.24* | -0.05 | 0.26* | 0.13* | 0.05 |
| Orcadas | 0.26* | 0.45* | 0.61* | -0.12 | 0.30 |
| SANAE | 0.15* | -0.16 | 0.19 | -0.28 | 0.11 |
| Scott | 0.12* | 0.19 | 0.40* | 0.44* | 0.18 |
| Signy | 0.19* | -0.10 | 0.72* | -0.02 | 0.19 |
| Syowa | -0.18 | 0.51 | 0.18* | 0.07 | 0.07 |
| Wostok | -0.15 | -0.15 | 0.13* | 0.00 | 0.07 |

* - istotne statystycznie na poziomie 0.05



Rys. 8. Przebieg anomalii temperatury powietrza i jej trendu na wybranych stacjach antarktycznych w latach 1958–2000.

Objaśnienia: R – współczynnik korelacji liniowej Pearsona, R^2 – współczynnik determinacji, p – istotność trendu, linie przerywane – poziom istotności 0.05



Rys. 9. Trendy temperatury powietrza (w °C/10 lat) na Antarktydzie w latach 1958–2000.
 Objaśnienia: 1 – stacje, 2 – stacje o trendzie istotnym na poziomie 0.05

Poza Półwyspem Antarktycznym trendy temperatury powietrza są zróżnicowane. Na Orkadach Południowych (Orcadas, Signy) położonych w głównym strumieniu splotu zachodniego nie stwierdzono istotnych zmian temperatury powietrza. Natomiast na wybrzeżu Antarktydy, w większości stacji wystąpił wzrost temperatury sięgający na stacji Belgrano 0.42 i McMurdo 0.30°C/10 lat. Znaczne

ocieplenie w rejonie Zatoki McMurdo potwierdzają wyniki badań Turner'a i in. (2005). Na pozostałych stacjach temperatura również wzrosła, ale trend ten nie był istotny statystycznie. Natomiast na Ziemi Enderby (Mołodiożnaja, Mawson i Davis) temperatura nieznacznie się obniżyła. We wnętrzu kontynentu trendy temperatury powietrza nie są jednoznaczne. Na stacji Wostok wystąpił niewielki ($0.07^{\circ}\text{C}/10$ lat), ale nieistotny wzrost temperatury powietrza (Kejna 2003a). Potwierdzają to dane z sondowań w swobodnej atmosferze. Na wysokości 500 hPa w latach 1958–1991 ponad stacją Wostok trend temperatury wyniósł $0.02^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ (Jagovkina i Lagun 2004). Natomiast na biegunie południowym wystąpił znaczny spadek temperatury powietrza sięgający $-0.21^{\circ}\text{C}/10$ lat. O zjawisku tym już w 1988 r. donosił Jones określając skalę ochłodzenia na $-0.25^{\circ}\text{C}/10$ lat.

W latach 1981–2000 nastąpiły istotne zmiany w przebiegu temperatury powietrza na Antarktydzie (Kejna 2003b). Nadal temperatura wzrastała na Antarktydzie Zachodniej, w tym zwłaszcza na Półwyspie Antarktycznym. Natomiast na Antarktydzie Wschodniej nastąpił znaczny jej spadek. Na biegunie południowym temperatura powietrza obniżyła się o $-0.42^{\circ}\text{C}/10$ lat, podobnie na stacji Dome C ($-0.71^{\circ}\text{C}/10$ lat) i Wostok ($-0.26^{\circ}\text{C}/10$ lat). Szczególnie duże ochłodzenie na stacji Wostok wystąpiło zwłaszcza w latach 1989–1998, kiedy to temperatura obniżyła się o około 2°C (Danilov i in. 2000). Potwierdzają to dane satelitarne, w centralnych rejonach Antarktydy Wschodniej w latach 1979–1998 temperatura powierzchni lodolodu obniżyła się o $-0.34^{\circ}\text{C}/10$ lat (Comiso 2000). Również na wybrzeżu Antarktydy Wschodniej nastąpiło ochłodzenie (Casey -0.82 , Dumont d'Urville -0.64 , Mirnyj $-0.31^{\circ}\text{C}/10$ lat). W Suchych Dolinach (Dry Valleys) temperatura powietrza w latach 1979–1998 obniżyła się o $-0.7^{\circ}\text{C}/10$ lat (Doran i in. 2002). Ochłodzenie objęło również basen Morza Weddella (Halley -1.13 , Larsen Ice $-0.89^{\circ}\text{C}/10$ lat). Tendencje takie sygnalizował już w 1976 roku van Loon i Williams, a potwierdziły nowsze badania (King 1994, Kejna 2003b, Marshall i in. 2003). Jak wykazały obliczenia wykonane w University of East Anglia w latach 1966–2000 ponad połowa kontynentu (58.3%) wykazała tendencję do ochłodzenia (Doran i in. 2002).

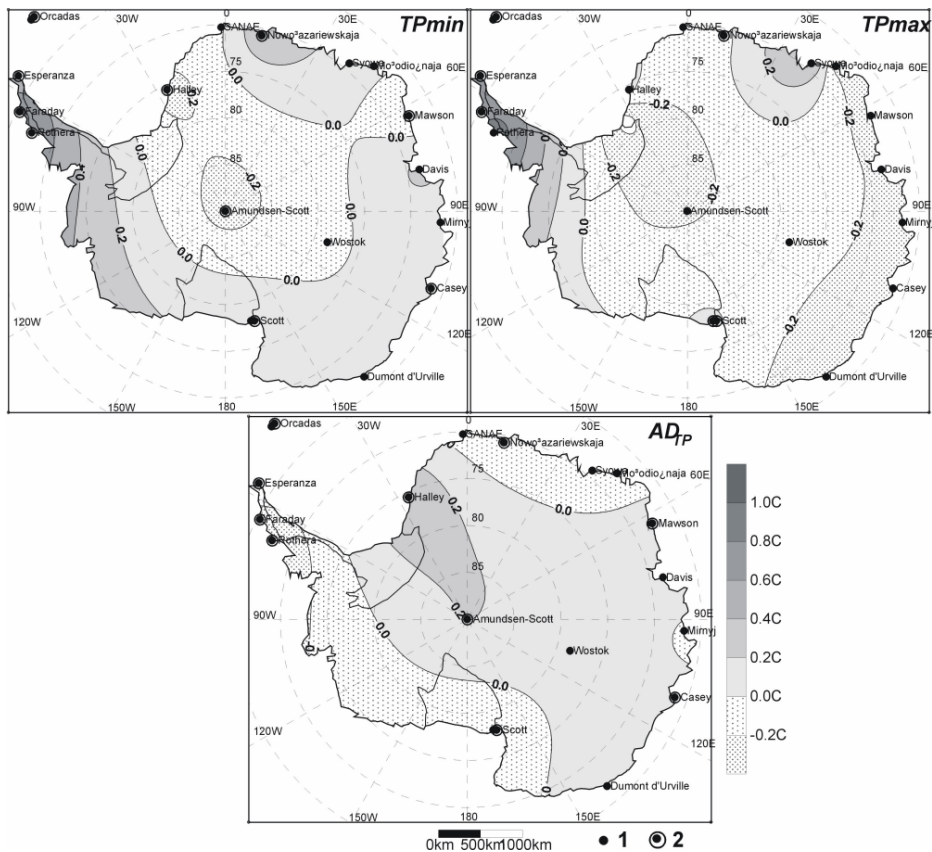
W poszczególnych porach roku tendencje zmian temperatury powietrza są zróżnicowane (tab. 2, rys. 9). W okresie lata antarktycznego (grudzień–luty) temperatura powietrza wzrosła w rejonie Półwyspu Antarktycznego (Esperanza 0.35, Rothera 0.31, Faraday $0.26^{\circ}\text{C}/10$ lat) oraz na Orkadach Południowych (Signy 0.19, Orcadas $0.26^{\circ}\text{C}/10$ lat). Na pozostałym wybrzeżu ocieplenie wystąpiło na stacjach Belgrano ($0.26^{\circ}\text{C}/10$ lat) i Nowołazariewskaja ($0.24^{\circ}\text{C}/10$ lat). Natomiast we wnętrzu kontynentu temperatura obniżyła się, np. na biegunie południowym o -0.26°C na 10 lat. Zmiany te nie mogą mieć uzasadnienia radiacyjnego, jak to sugerował Dutton i współautorzy (1991), ponieważ w ostatnich latach na stacji Amundsen-Scott nastąpił wzrost natężenia promieniowania słonecznego w tej porze roku. Na jesieni tylko na Półwyspie Antarktycznym zanotowano wzrost temperatury powietrza (Rothera 0.97, Esperanza 0.80, Faraday $0.69^{\circ}\text{C}/10$ lat). Pozostała część Antarktydy podlega silnemu ochłodzeniu, które objęło wybrzeże Antarktydy Wschodniej (Belgrano -0.47 , Dumont d'Urville -0.40 , Mawson $-0.27^{\circ}\text{C}/10$ lat). W Suchych Dolinach temperatura powietrza w latach 1986–2000 obniżyła się o $-2.0^{\circ}\text{C}/10$ lat (Doran i in. 2002). Ochłodzenie zaznaczyło się także we wnętrzu kontynentu (Amundsen-Scott $-0.23^{\circ}\text{C}/10$ lat). Na stacji Wostok szczególnie duży spadek temperatury wystąpił zwłaszcza w maju (Danilov i in. 2000).

W okresie zimowym system klimatyczny Antarktydy jest bardzo wrażliwy na nawet niewielkie zmiany zachmurzenia i cyrkulacji atmosferycznej (van Loon 1972). Zimą na prawie całym kontynencie, za wyjątkiem bieguna południowego, zaznaczyły się znaczne wzrosty temperatury powietrza. Największe ocieplenie wystąpiło na Półwyspie Antarktycznym (Rothera 1.01, Faraday 0.86, Esperanza $0.56^{\circ}\text{C}/10$ lat). Potwierdzają to wyniki badań Marshalla i in. (2002), którzy na stacji Faraday

stwierdzili trend $0.88^{\circ}\text{C}/10$ lat w okresie 1951–2000. W czerwcu na stacji Faraday temperatura wzrosła w latach 1944–1991 w tempie $1.14^{\circ}\text{C}/10$ lat (Smith i in. 1996). Na pozostałych stacjach tego regionu wystąpiło również znaczne ocieplenie, np. na stacji Palmer w lipcu temperatura wzrosła o $2.07^{\circ}\text{C}/10$ lat w okresie 1974–1996 (Baker 1996). Na Orkadach Południowych dodatni trend temperatury powietrza przyjął istotne wartości (Orcadach 0.61, Signy $0.72^{\circ}\text{C}/10$ lat). Na pozostałym wybrzeżu kontynentu wzrost temperatury był również znaczny, np. McMurdo 0.47, Scott 0.40, Molodionnaja 0.32, Mawson $0.31^{\circ}\text{C}/10$ lat. Na większości stacji antarktycznych zimowy trend przewyższa letnie zmiany temperatury powietrza (Stark 1994), co wynika z większej efektywności mechanizmu zwrotnego między powietrzem a oceanem i lodami oceanicznymi w tej porze roku (Turner i in. 2005). We wnętrzu kontynentu zimą nieznaczne ochłodzenie wystąpiło jedynie na biegunie południowym ($-0.16^{\circ}\text{C}/10$ lat). Na stacji tej od momentu rozpoczęcia pomiarów temperatura powietrza w tym okresie obniżyła się w sumie o ok. -1°C (Aleksandrov i Majstrova 1998).

W okresie wiosennym temperatura wzrosła na wybrzeżu kontynentu (Belgrano 1.23, McMurdo 0.60, Scott $0.44^{\circ}\text{C}/10$ lat) oraz w centralnych rejonach Antarktydy Zachodniej (Byrd $0.59^{\circ}\text{C}/10$ lat). Na Półwyspie Antarktycznym oraz Orkadach Południowych wiosna charakteryzuje się brakiem zmian temperatury lub nawet pewnym ochłodzeniem, np. na stacji Bellingshausen w latach 1969–1999 (Marshall i Lagun 2002). Zróżnicowane trendy lata i zimy wpływają na amplitudę roczną temperatury powietrza. Wykazuje ona znaczne zróżnicowanie przestrzenne. Najmniejsze amplitudy występują na północno-zachodnich krańcach Półwyspu Antarktycznego (poniżej 10°C , np. na stacjach Bellingshausen 8.0 a Arctowskiego 8.7°C). Na pozostałym wybrzeżu amplitudy roczne sięgają 18 – 25°C (np. Davis 18.4, Mirnyj 18.7, Syowa 20.2, Halley 24.0°C), a we wnętrzu kontynentu dochodzą do 30 – 35°C (Wostok 36.2, Dome C 34.2, Amundsen-Scott 32.4°C). W drugiej połowie XX wieku nastąpiło znaczne zmniejszenie amplitud rocznych temperatury powietrza na Półwyspie Antarktycznym sięgające na stacjach Faraday -1.28 i Rothera $-1.03^{\circ}\text{C}/10$ lat. Oznacza to zmianę amplitudy o około 5°C od 1958 r. Jest to efekt wzrostu temperatury miesięcy zimowych (King 1994), które zależą od zasięgu lodów morskich. Dlatego też pomiędzy amplitudą roczną temperatury powietrza a powierzchnią lodów morskich występuje wysoka zależność liniowa sięgająca dla stacji Faraday 0.92 (van den Broeke 2000b). Ujemny trend amplitud rocznych występuje również na pozostałym wybrzeżu Antarktydy (np. Mirnyj i SANAE po -0.50 , Scott -0.44 , Casey $-0.42^{\circ}\text{C}/10$ lat). Zmniejszenie amplitud rocznych temperatury powietrza świadczy o postępującym oceaniźmie klimatu. Odmiennie natomiast reaguje wnętrze kontynentu, gdzie amplitudy roczne temperatury powietrza wzrastają. Na przykład na stacji Wostok od 1958 r. wzrosły one o 2.6°C ($0.61^{\circ}\text{C}/10$ lat). Wzrost kontynentalizmu klimatu zaznacza się również na biegunie południowym oraz na stacji Halley ($0.23^{\circ}\text{C}/10$ lat) położonej na wybrzeżu permanentnie zlodzonego Morza Weddella.

Cennym wskaźnikiem zmian termicznych są trendy maksimów i minimów dobowych temperatury powietrza oraz amplitud dobowych. Na Antarktydzie maksima dobowe temperatury powietrza wykazują wzrost na Półwyspie Antarktycznym (Faraday 0.47, Rothera $0.37^{\circ}\text{C}/10$ lat) oraz na stacji McMurdo (0.35°C) i Scott (0.18°C) – rys. 10. Na pozostałym obszarze ich trend jest zbliżony do 0°C , z niewielką tendencją do ich obniżenia na biegunie południowym (Amundsen-Scott $-0.08^{\circ}\text{C}/10$ lat) i na wybrzeżu (SANAE $-0.50^{\circ}\text{C}/10$ lat, Molodionnaja i Mawson). O wiele większą dynamikę zmian wykazują minima dobowe, których znaczne wzrosty zanotowano na Półwyspie Antarktycznym (Faraday 0.66, Rothera $1.78^{\circ}\text{C}/10$ lat). Natomiast we wnętrzu kontynentu (Amundsen-Scott -0.29°C na 10 lat) oraz na niektórych stacjach na wybrzeżu minima dobowe temperatury obniżają się (Halley -0.25 , Mawson $-0.19^{\circ}\text{C}/10$ lat).



Rys. 10. Trendy maksimum (TP_{max}) i minimum (TP_{min}) oraz amplitud (AD_{TP}) dobowych temperatury powietrza na Antarktydzie w latach 1958–2000.

Objaśnienia: 1 – stacje, 2 – stacje o trendzie istotnym na poziomie 0.05

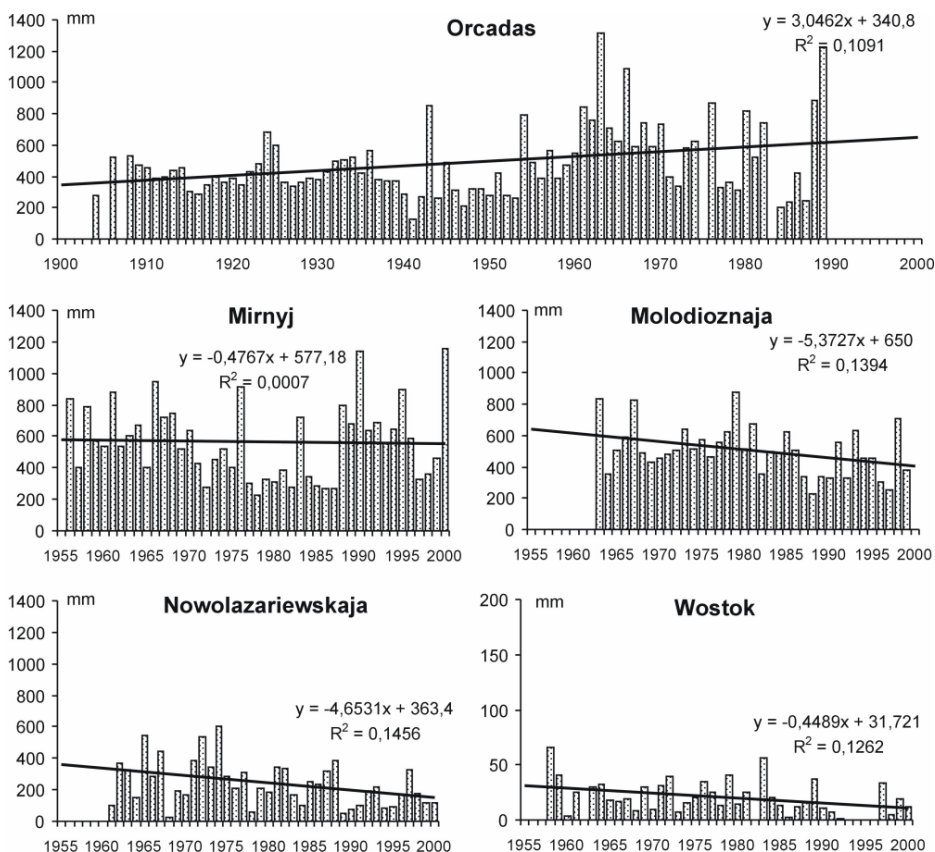
Podobnie jak na półkuli północnej (Karl i in. 1993), również na Antarktydzie minima wzrastają szybciej niż maksima dobowe temperatury powietrza. Na przykład na stacji Faraday na Półwyspie Antarktycznym, od 1944 r. maksima dobowe wzrosły o 2.7°C , natomiast minima o 3.8°C . Na Orkadach Południowych po porównaniu okresów 1941–1950 i 1981–1990 stwierdzono, iż maksima wzrosły o 1.4°C , podczas gdy minima o 1.7°C (Hoffmann i in. 1997). Tendencja ta doprowadziła do zmniejszenia amplitud dobowych temperatury powietrza. Na przykład na stacji Faraday o 1.1°C , a na stacji Arctowskiego o 0.9°C i Bellingshausen o 0.4°C . Zmniejszenie amplitud dobowych jest charakterystyczne dla klimatu oceanicznego (King 1994). Podobne zjawisko wystąpiło również na stacji Orcadas na Orkadach Południowych oraz na stacji Scott na Morzu Rossa. Natomiast wzrost amplitud dobowych wystąpił w basenie Morza Weddella (Halley $0.34^{\circ}/10$ lat) oraz w głębi kontynentu. Na stacji Amundsen-Scott wzrost amplitud dobowych jest spowodowany większym spadkiem minimum (o -1.3°C w latach 1957–2000) niż maksimum (o -0.4°C). Doprowadziło to do zwiększenia amplitud o 0.9°C (trend $0.21^{\circ}\text{C}/10$ lat). Na stacji Wostok stwierdzono nieznaczny wzrost maksimum przy jednoczesnym obniżeniu minimum dobowych, ale są to wartości nieistotne statystycznie.

Opady atmosferyczne

Woda docierająca nad Antarktydę pochodzi głównie z Oceanu Południowego, zwłaszcza akwenów położonych na północ od paku lodowego (Bromwich 1990). W ciągu roku transport wilgoci nad kontynent sięga od 71 do 170 mm (Averjanov 1990). Istotną rolę w jej przenoszeniu pełnią ośrodki cyklonalne. Najwyższe sumy opadów atmosferycznych występują na wybrzeżu – około 400 mm, a zwłaszcza na Półwyspie Antarktycznym, gdzie ich suma sięga średnio 625 mm, a w górach dochodzi nawet do 2000 mm (Bromwich 1990). Również na eksponowanych fragmentach lądolodu opady i akumulacja mogą być znaczne, np. na Law Dome oddalonym o 120 km od wybrzeża akumulacja sięga 700 mm (Turner i Pendlebury 2004). Znacznie mniejsze opady występują we wnętrzu kontynentu, na najwyższych partiach lądolodu nie przekraczają 20 mm (Budd 1982, Lipenkov i in. 2000). Na przykład na stacji Wostok zmierzone sumy roczne opadów atmosferycznych sięgają od 5 do 40 mm, a zimą nie przekraczają 1–3 mm na miesiąc (Brjazgin 1980). Tak niskie opady są efektem antycyklonalnej cyrkulacji atmosferycznej, która ogranicza dopływ wilgotnych mas powietrza z północy. Ponadto znaczna wysokość lądolodu oraz bardzo niskie temperatury powietrza powodują, że opady atmosferyczne występują rzadko i charakteryzują się niewielką intensywnością. Znaczna część opadów wypada wprost z czystego nieba w postaci pyłu diamentowego (Rusin 1961). Na przykład na Plateau Station pył diamentowy stanowił aż 87% wszystkich opadów (King i Turner 1997). Pomiar wielkości akumulacji na Antarktydzie potwierdzają powyższe stwierdzenia. Najmniejsza akumulacja występuje we wnętrzu kontynentu i nie przekracza 50 mm (van Lipzig i in. 2002). W rozkładzie przestrzennym końcowej akumulacji ogromną rolę odgrywa transport śniegu przez wiatr. Na Lodowcu Szelfowym Rossa wywiewanie sięga 45% sum rocznych opadów (Stearns, Wendler 1988). Na stacji Russkaja (Ziemia Marii Byrd) przy opadzie rzędu 815 mm, suma opadu i naniesionego śniegu sięgała 1819 mm (Brjazgin 1990).

Sumy opadów atmosferycznych na Antarktydzie są wskaźnikiem zmian jakie zachodzą w cyrkulacji atmosferycznej, która jest nośnikiem wilgoci dla tego kontynentu. Stwierdzono silną współzależność sum opadów i akumulacji z temperaturą powietrza i ciśnieniem atmosferycznym (Turner i in. 1997). W regionach charakteryzujących się wzrostem temperatury rosną również opady atmosferyczne (Fourtuin i Oerlemans 1990). Również zwiększona częstość sytuacji cyklonalnych sprzyja zwiększeniu opadów (King i Turner 1997). Na stacji Orcadas, w okresie od 1904 do 1990 roku wystąpił wzrost sum opadów atmosferycznych, ich istotny statystycznie trend wyniósł 30.5 mm na 10 lat (rys. 11). Ale po uwzględnieniu wspólnego z innymi stacjami okresu (1956-2000) trend ten stał się malejący i nieistotny statystycznie. Na zachodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego występuje wzrost częstości i sum opadów atmosferycznych, szczególnie w okresie zimowym, np. na stacji Faraday i Rothera o 1.0 i 1.22 mm/rok w latach 1963–1993 (Turner i in. 1997). Podobnie na stacji Bellingshausen suma roczna opadów w okresie 1968–1999 wzrosła o 83 mm (Kejna i Lagun 2004). W niektórych stacjach w tym rejonie występuje spadek opadów atmosferycznych, np. na stacji Arctowskiego (Marsz 2002), jest to efekt położenia stacji w cieniu opadowym Wyspy Króla Jerzego.

Na pozostałym wybrzeżu Antarktydy, wbrew doniesieniom o wzroście opadów (King i Turner 1997), w niektórych stacjach nastąpił ich znaczny spadek, np. Mołodiożnaja o -50.7 mm/10 lat, Nowożariwskaja o -46.5 mm/10 lat. Dla wnętrza kontynentu brak jest wiarygodnych danych pomiarowych. Na podstawie niekompletnych danych ze stacji Wostok można stwierdzić, że w drugiej połowie XX wieku wystąpił tam spadek sum opadów, wynoszący -4.5 mm/10 lat.



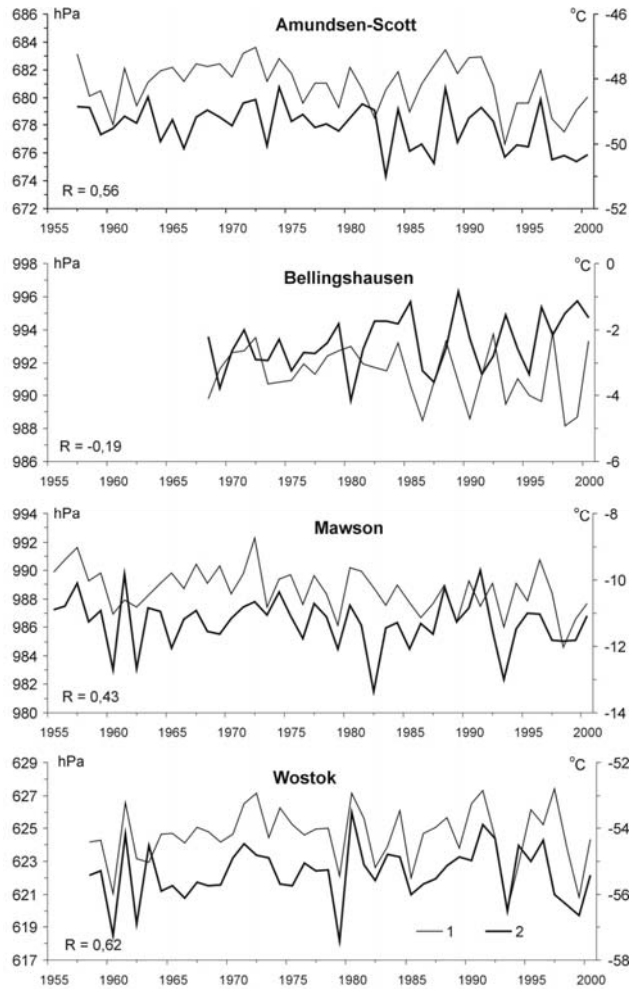
Rys. 11. Przebieg sum rocznych opadów atmosferycznych i ich trendów na wybranych stacjach antarktycznych w XX wieku

Zmiany w ilości opadów atmosferycznych mają zasadnicze znaczenie dla funkcjonowania łądολου antarktycznego. W okresie 1985–1995 bilans oparty na różnicy pomiędzy opadami a ewaporacją wykazał wzrost akumulacji o 2.4 mm na rok (Cullather i Bromwich 1998). Ocenia się, że w XXI wieku opady atmosferyczne wzrosną na Antarktydzie od 4 do 25% (Huybrecht i in. 2004). Dlatego też stabilność łądολου antarktycznego w najbliższym okresie nie jest zagrożona. Badania modelowe oraz bezpośrednie pomiary glaciologiczne wykazały, że zwiększona ablacja spowodowana wzrostem temperatury powietrza zostanie zrównoważona przez większą akumulację związaną ze rosnącą ewaporacją z powierzchni Oceanu Spokojnego (Huybrecht i in. 2004).

Klimat Antarktydy na tle zmian cyrkulacji atmosferycznej

Warunki klimatyczne na Antarktydzie wykazują znaczną zależność od zmian cyrkulacji atmosferycznej. Świadczy o tym między innymi synchroniczność w przebiegu temperatury powietrza i ciśnienia atmosferycznego (rys. 12). We wnętrzu kontynentu wzrostowi ciśnienia towarzyszy wzrost temperatury powietrza i vice versa (Wendler i Kodama 1993). Obliczone współczynniki korelacji liniowej Pearsona pomiędzy tymi elementami sięgają na stacji Dome C 0.72, Wostok 0.62, Amundsen-Scott 0.56. Również na niektórych stacjach na wybrzeżu Antarktydy Wschodniej

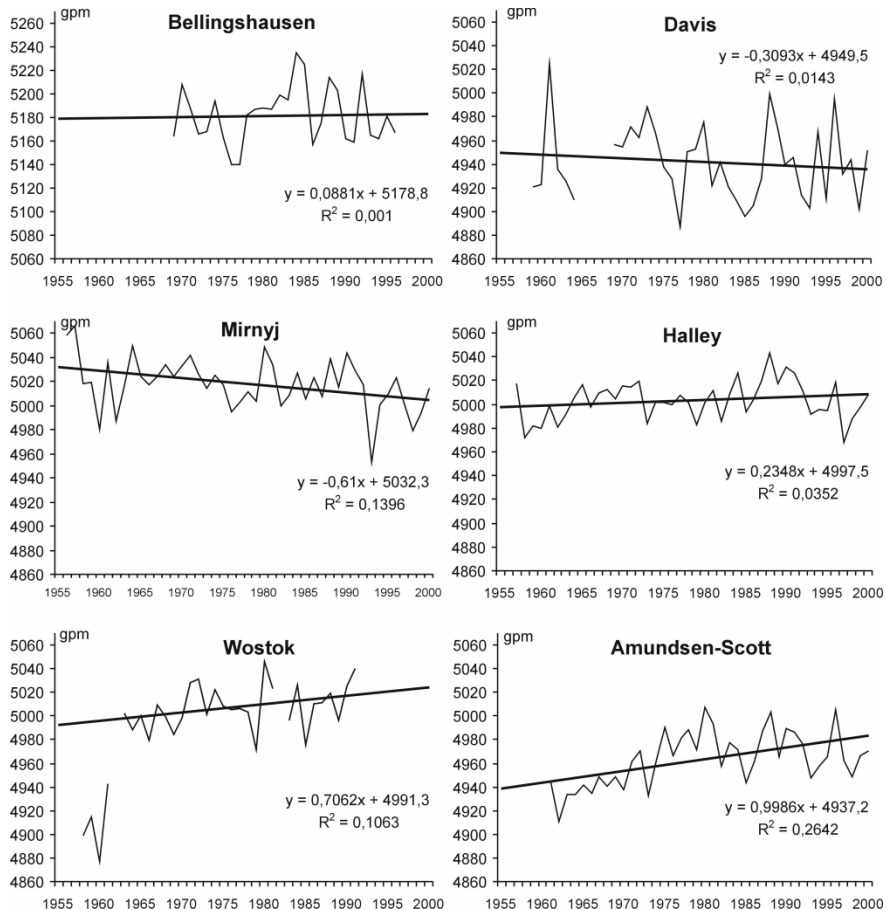
stwierdzono istotnie statystyczną pozytywną zależność między temperaturą powietrza a ciśnieniem atmosferycznym, np. Mawson (0.43) Mołodiożnaja (0.39). Natomiast na Półwyspie Antarktycznym wzrostowi ciśnienia atmosferycznego towarzyszy spadek temperatury powietrza, np. Butler Island -0.42 , Larsen Ice -0.32 , Arctowski -0.24 , Bellingshausen -0.19 . Również na stacji Orcadas związek temperatury i ciśnienia ma zwierciadlany charakter (Petrov, Ljubarskij 1980).



Rys. 12. Przebieg ciśnienia atmosferycznego (1) i temperatury powietrza (2) na wybranych stacjach antarktycznych w latach 1958–2000

Zmiany w polu ciśnienia atmosferycznego nad Antarktydą uwidaczniają się również w wysokościach powierzchni izobarycznych. W drugiej połowie XX wieku nastąpił wzrost wysokości powierzchni 500 hPa we wnętrzu kontynentu, np. na stacji Amundsen-Scott o 9.99 gpm/10 lat (rys. 13). Szczególne duże zmiany wystąpiły zimą (11.5 gpm/10 lat) i na wiosnę (16.5 gpm/10 lat). Podobnie na stacji Wostok trend średnich rocznych wartości geopotencjału powierzchni 500 hPa

wyniósł 7.06 gpm/10 lat (uwzględniono dane z okresu 1963–2000). Natomiast na wybrzeżu kontynentu wysokość powierzchni 500 hPa wyraźnie się obniżyła, zwłaszcza u wybrzeży Antarktydy Wschodniej (Mirnyj –6.1 gpm/10 lat, Davis –3.1 gpm/10 lat). W rejonie Półwyspu Antarktycznego (Bellingshausen) nie stwierdzono istotnych zmian, ze względu na bardzo dużą międzysezonową zmienność geopotencjału charakteryzującą się jego zmniejszeniem w okresie zimowym i na jesieni oraz wzrost latem i na wiosnę.



Rys. 13. Przebieg średniej wysokości powierzchni izobarycznej 500 hPa (gpm) o godz. 0 UTC i jej trend na wybranych stacjach antarktycznych w latach 1956–2000

Przeciwstawne tendencje wysokości geopotencjału we wnętrzu i na wybrzeżu kontynentu prowadzą do wzrostu gradientu barycznego i zwiększonej wymiany mas powietrza, o czym świadczy rosnąca prędkość wiatrów. Również pomiędzy szerokościami umiarkowanymi a polarnymi występują oscylacje w polu ciśnienia atmosferycznego i wysokości powierzchni izobarycznych. Na przykład dla 500 hPa Mo i White (1985) stwierdzili, że wzrost jej wysokości w szerokościach umiarkowanych zbiega się z wyraźnym jej obniżeniem u wybrzeży Antarktydy i vice versa. Potwierdziły to nowsze dane oparte na reanalizach pola ciśnienia opracowanych przez NCEP/NCAR (Kalnay i in. 1996).

Oscylacje zachodzące pomiędzy szerokościami umiarkowanymi i polarnymi są znane w literaturze jako SAM (Southern Hemisphere Mode) – Turner (2005), lub też jako Oscylacja Antarktyczna (AAOI) (Thomson i Walles 2002, van den Broeke i van Lipzig 2003).

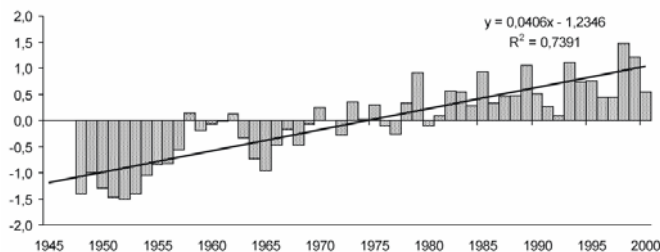
Indeks Oscylacji Antarktycznej (AAOI) oblicza się z różnicy ciśnienia atmosferycznego między 40 a 65°S:

$$AAOI = P_{40^{\circ}S} - P_{65^{\circ}S}$$

gdzie: $P_{40^{\circ}S}$ i $P_{65^{\circ}S}$ – znormalizowane wartości ciśnienia atmosferycznego na 40 i 65°S.

Pomiędzy tymi szerokościami występują ujemne zależności liniowe, wyrażone współczynnikiem korelacji Pearsona wynoszącym -0.59 (Gong i Wang 1998). Przy konstrukcji AAOI wykorzystuje się również różnice wysokości powierzchni izobarycznych, na przykład Thomson i Wallace (2000) obliczyli AAOI z różnicy geopotencjałów powierzchni 850 hPa między 40–50°S a Antarktydą. Tak obliczony indeks został udostępniony przez Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean w USA.

W latach 1948–2000 AAOI wykazał trend rosnący sięgający 0.406 jednostki/10 lat (rys. 14). Jest to głównie efekt obniżenia się powierzchni izobarycznych u wybrzeży Antarktydy. W latach 1969–1998 wysokość powierzchni 500 hPa obniżyła się w tempie 2 gpm u wybrzeży Antarktydy, podczas gdy w szerokościach umiarkowanych wzrosła o 1 gpm/rok. Obecnie wysokość powierzchni 500 hPa u wybrzeży Antarktydy zalega o 30 gpm niżej w porównaniu do lat 60-tych XX wieku (Hines i in. 2000). Zmiany te uwidaczniają się również w półrocznej oscylacji ciśnienia atmosferycznego w szerokościach umiarkowanych oraz na wybrzeżu Antarktydy (van den Broeke 1998).

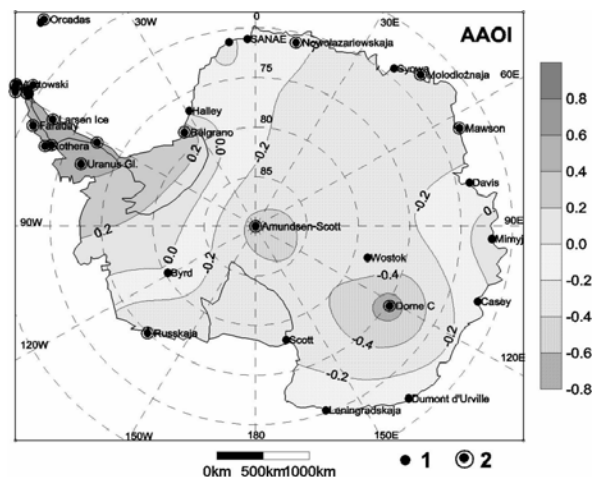


Rys. 14. Przebieg Indeksu Oscylacji Antarktycznej i jego trend w latach 1948–2000, za Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean w USA

Rosnąca wartość indeksu Oscylacji Antarktycznej świadczy o silniejszej baroklinowości atmosfery u wybrzeży Antarktydy. Nastąpiło przy tym nasilenie wiatrów zachodnich (Roger i van Loon 1982, Hines i in. 2000, van den Broeke i van Lipzig 2003)) oraz cyklogenezy u wybrzeży kontynentu (Simmonds i Keay 2000). W przebiegu AAOI zaznacza się jej wyraźna sezonowość. Indeks przyjmuje najwyższe wartości w sezonie letnim, kiedy to rośnie wysokość powierzchni geopotencjalnych w szerokościach umiarkowanych, przy jednoczesnym ich obniżeniu na południe od 60°S (Gillett i Thompson 2003, Turner 2005).

Zmiany cyrkulacji atmosferycznej opisane AAOI wywierają znaczący wpływ na warunki klimatyczne na Antarktydzie, w tym na przebieg temperatury powietrza (rys. 15). W rejonie Półwyspu Antarktycznego wzrostowi AAOI towarzyszy ocieplenie (Kejna 2006), zależność tą charakteryzuje

współczynnik korelacji równy 0.69 dla stacji Arctowskiego, 0.67 dla Marambio i 0.64 dla O'Higgins. Im dalej na południe tym zależności te stają się mniej ściśle, ale nadal pozostają istotne statystycznie (Faraday, Rothera po 0.53). Dodatni związek z AAOI występuje również dla stacji Belgrano 0.36. Dla pozostałej części kontynentu wzrostowi AAOI towarzyszy obniżenie temperatury powietrza (Thompson i Wallace 2000, Jones i Widmann 2003), współczynniki korelacji wynoszą na stacji Dome C -0.73 , Amundsen-Scott -0.48 , Russkaja -0.44 , Mołodiożnaja -0.35 (rys. 16).



Rys. 15. Rozkład przestrzenny współczynnika korelacji liniowej Pearsona pomiędzy temperaturą powietrza a Indeksem Oscylacji Antarktycznej na Antarktydzie.

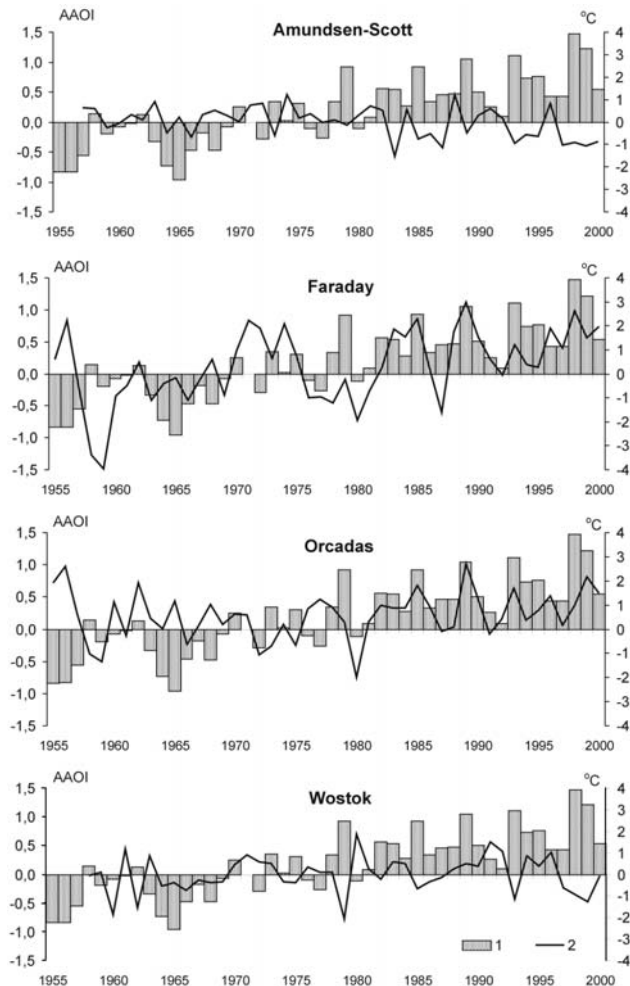
Objaśnienia: 1 – stacje, 2 – stacje o trendzie istotnym na poziomie 0.05

Przy pozytywnych wartościach AAOI wzrasta nasilenie wiatrów katabatycznych przynoszących na wybrzeże wychłodzone masy powietrza z wnętrza kontynentu (van den Broeke i van Lipzig 2003). Ruch ten jest związany z nasileniem splywu zachodniego między 50 a 60°S. Już w 1984 r. Raper i inni stwierdzili współwystępowanie ujemnych anomalii temperatury powietrza na biegunie południowym z nasileniem splywu zachodniego u wybrzeży Antarktydy, zwłaszcza w porze letniej (dla Amundsen-Scott współczynnik korelacji wynosi -0.64) – Rogers 1983. Na wybrzeżu Antarktydy w grudniu dla stacji Mirnyj pomiędzy AAOI a temperaturą powietrza współczynnik korelacji liniowej wynosi -0.75 . Potwierdzają to badania modelowe (Millet i Thompson 2003), latem wzrost gradientu ciśnienia powoduje zwiększony napływ chłodnych mas powietrza z głębi kontynentu (van den Broeke 1998, Thomson i Walles 2002).

Podsumowanie

W Antarktyce trendy zmian warunków klimatycznych w drugiej połowie XX wieku wykazują znaczne zróżnicowanie regionalne (tab. 3). W rejonie Orkadów Południowych, położonych w umiarkowanych szerokościach geograficznych, zmiany ciśnienia atmosferycznego w ujęciu wartości rocznych nie są istotne statystycznie. Jednak wzrost prędkości wiatru świadczy o pogłębieniu regionalnych gradientów ciśnienia. Temperatura powietrza wykazuje znaczne fluktuacje. W drugiej połowie XX wieku nastąpił wzrost temperatury powietrza zwłaszcza w okresie zimowym (0.61°C

na 10 lat) oraz latem i jesienią. Na wiosnę zmiany temperatury nie są istotne statystycznie. Amplituda roczna temperatury powietrza uległa znacznemu zmniejszeniu. Wzrosły maksima i minima dobowe temperatury powietrza, ale amplituda dobowa nie uległa zmianie. Sumy roczne opadów atmosferycznych również się nie zmieniły, ale zaznaczyła się tendencja do ich wzrostu w porze zimowej i ich spadku w pozostałych porach roku.



Rys. 16. Przebieg Indeksu Oscylacji Antarktycznej (1) i temperatury powietrza (2) na wybranych stacjach antarktycznych w latach 1955–2000

Warunki klimatyczne Orkadów Południowych ściśle zależą od zasięgu lodów morskich wpływających z Morza Weddella (Mayes 1981), których ekspansja na północ w znacznej mierze zależy od cyrkulacji atmosferycznej (Jones i in. 1999, King i in. 2003). Nasilenie adwekcji z południa prowadzi do zwiększonej częstości mas pochodzenia antarktycznego. Pomiędzy powierzchnią lodów morskich na Morzu Weddella, a temperaturą powietrza na stacji Orcadas występuje silna

zależność liniowa wynosząca -0.63 (Marsz 2004). W drugiej połowie XX wieku nastąpiła przebudowa systemu cyrkulacyjnego w umiarkowanych i polarnych szerokościach geograficznych półkuli południowej. Bruzda cyklonalna przemieściła się bardziej na południe. Świadczy o tym wzrost ciśnienia atmosferycznego w tym rejonie (Turner i in. 2005). Ciśnienie wzrosło zwłaszcza w przejściowych porach roku (Kejna 2005), co doprowadziło do osłabienia jego półrocznej oscylacji (SAO) – van den Broeke (1998). Orkady Południowe coraz częściej znajdują się pod wpływem cieplejszych mas powietrza napływających z zachodu i północy, rzadziej natomiast notuje się wtargnięcia mroźnych mas powietrza z południa. Również w innych rejonach subpolarnych półkuli południowej nastąpił wzrost temperatury powietrza. Na przykład na Marion Island (47°S , 38°E) w latach 1969–1999 średnia roczna temperatura wzrosła o 1.2°C ($0^{\circ}04^{\circ}\text{C/rok}$) – Smith (2002). Ocieplenie to nawiązuje do zmian temperatury wody Oceanu Południowego w tym rejonie. Podobne zmiany wystąpiły na Macquarie Island, Kergulen i Heard. Są one efektem zmian cyrkulacji atmosferycznej, cyklony przemieszczają się bardziej południowymi trajektoriami, co sprzyja północno-zachodniej adwekcji cieplejszych mas powietrza.

Tabela 3

Trendy wybranych elementów meteorologicznych w Antarktyce w drugiej połowie XX wieku

| Element | | Orkady Południowe | Półwysp Antarktyczny | Wybrzeże Antarktydy Wschodniej | Centrum Antarktydy Wschodniej | Biegun Południowy |
|--------------------------|----------------------------|-------------------|----------------------|--------------------------------|-------------------------------|-------------------|
| Ciśnienie atmosferyczne | | ⇒ | ↘ | ↘ | ⇒ | ↘ |
| Prędkość wiatru | | ↗ | ↗ | ↗ | ⇒ (zima ↘) | ↘ |
| Wysokość pow. 500 hPa | | ? | ⇒ | ↘ | ↗ | ↗ |
| Zachmurzenie | | ↘ | ↗ | ↗ | ↘ | ? |
| Promieniowanie słoneczne | | ? | ↘ | ↘ | ↗ | ↗ |
| Opady atmosferyczne | | ⇒ | ↗ | ↘ | ↗ | ? |
| Temperatura powietrza | Rok | ↗ | ↗ | ⇒ | ⇒ | ↘ |
| | Lato | ↗ | ↗ | ↘ | ↘ | ↘ |
| | Zima | ↗ | ↗ | ↗ | ↗ | ↘ |
| | Amplituda roczna | ↘ | ↘ | ↘ | ↗ | ↗ |
| | Maksima dobowe | ↗ | ↗ | ↘ | ↗ | ↘ |
| | Minima dobowe | ↗ | ↗ | ↘ | ↘ | ↘ |
| | Amplituda dobowa | ⇒ | ↘ | ↘. ↗ | ↗ | ↗ |
| | I–XII _{1981–2000} | ↗ | ↗ | ↘ | ⇒ | ↘ |

↗ – przewaga trendów rosnących. ↘ – przewaga trendów malejących. ⇒ – brak istotnych trendów

W rejonie Półwyspu Antarktycznego nastąpił spadek ciśnienia atmosferycznego i wzrost prędkości wiatru. Wzmocniona działalność cyklonalna doprowadziła do wzrostu zachmurzenia i obniżenia ilości promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni ziemi. Znacznie wzrosła temperatura powietrza, z tym że zmiany zimowe są 2–3 krotnie wyższe niż letnie. W efekcie zmniejszyła się amplituda roczna temperatury powietrza. Również amplituda dobowa temperatury uległa znacznemu zmniejszeniu ze względu na większy wzrost minimów w porównaniu do maksimów dobowych. Sumy roczne opadów atmosferycznych na większości stacji uległy zwiększeniu (Turner i in. 1997).

Zmiany warunków klimatycznych w rejonie Półwyspu Antarktycznego są uzależnione od szeregu, silnie powiązanych czynników. Podstawowe znaczenie ma dynamika strefowej cyrkulacji zachodniej (Schwerdtfeger 1976, Turner i in. 1997, Kejna 1999, Domack i in. 2003, Turner i in. 2005)

przynoszącej wilgotniejsze i cieplejsze masy powietrza (van den Broeke 2000a). Zmiany wysokości powierzchni izobarycznej 500 hPa na zachód od Półwyspu Antarktycznego objaśniają około 40% zmienności temperatury powietrza w tym rejonie (King i in. 2003). Anomalie cyrkulacji atmosferycznej wpływają na cyrkulację mas wodnych Oceanu Południowego oraz zasięg i czas występowania lodów morskich (Styszyńska 1997). Przy wiatrach o składowej północnej napływają cieplejsze wody z pozapólnych szerokości geograficznych znacznie ograniczając zasięg lodów morskich na zachód od Półwyspu Antarktycznego. Szczególne znaczenie w kształtowaniu warunków klimatycznych tego rejonu ma tak zwana strefa energoaktywna Morza Bellingshausena (Styszyńska 2002). Wzrost prędkości wiatru w tym rejonie prowadzi do obniżenia temperatury powierzchni Oceanu Południowego i wzrostu temperatury powietrza (Marsz 2005).

Wymianę energii i wilgoci pomiędzy oceanem a atmosferą ograniczają lody morskie (Jacka i Budd 1997, Weatherly i in. 1998). Ale w ostatnich dekadach XX wieku ich powierzchnia u zachodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego znacznie się zmniejszyła, np. na Morzu Bellingshausena w latach 1973–1993 zmalała o 0.48 mln km² (Jacka i Budd 1998). Ich degradacja nasiliła się zwłaszcza po 1980 r. (Jacobs i Comiso 1997). Jednocześnie uległ wydłużeniu o ok. 1 miesiąc okres z wolnym od lodu morzem (van den Broeke 2000b). Pomiędzy temperaturą powietrza a powierzchnią lodów morskich występuje wysoka współzależność, a współczynnik determinacji sięga 0.77 (King 1994, Jacka i Budd 1997, Turner i in. 2005). Największa degradacja lodów morskich w tym rejonie nastąpiła w sezonie letnim, natomiast najsilniejszy ich związek z warunkami termicznymi jest charakterystyczny dla sezonu zimowego (King i in. 2003). Styszyńska (1999) stwierdziła, iż dodatnie anomalie temperatury powietrza na zachodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego występują w sytuacji, kiedy lody morskie mają znaczny zasięg w pobliżu 150°W, a na 60°W ich powierzchnia ulega zmniejszeniu. Ochłodzeniu sprzyja odwrotna sytuacja. Również stan lodów na M. Weddella wywiera istotny wpływ na temperaturę powietrza w tym rejonie (Marsz 2004).

Warto zauważyć, iż wschodnie wybrzeże Półwyspu Antarktycznego funkcjonuje w odmiennych warunkach fizjograficznych (permanentnie zlodzone Morze Weddella) oraz cyrkulacyjnych. Stąd też w ostatnich 2 dekadach XX wieku występuje tam znaczne obniżenie temperatury powietrza (Kejna 2003b).

U wybrzeża Antarktydy Wschodniej funkcjonuje szereg centrów działalności atmosfery (Schwerdtfeger 1984). W zależności od konfiguracji pola ciśnienia poszczególne fragmenty wybrzeża dostają się w strefę oddziaływania różnych mas powietrza (Rogers 1983), stąd też warunki klimatyczne w tym rejonie wykazują znaczne zróżnicowanie. Generalnie na wybrzeżu Antarktydy Wschodniej w drugiej połowie XX wieku przeważa spadek ciśnienia atmosferycznego, wzrasta prędkość wiatru i zachmurzenie, natomiast maleje wielkość promieniowania słonecznego i opadów atmosferycznych. Tendencje temperatury powietrza są zróżnicowane. Latem przeważa tendencja do obniżania temperatury, zimą zaś do jej wzrostu. Amplitudy roczne temperatury powietrza uległy zmniejszeniu. Przy obniżających się maksimach i minimach dobowych temperatury, amplitudy dobowe wykazują zróżnicowane trendy. W ostatnich 2 dekadach XX wieku na wybrzeżu Antarktydy Wschodniej wystąpiło znaczne ochłodzenie spowodowane wzrostem gradientu barycznego między wnętrzem kontynentu a wybrzeżem i nasileniem prędkości wiatrów katabatycznych przynoszących mroźne masy powietrza z południa. Podobnie zmiany zachmurzenia i dynamiki atmosfery objaśniają aż 70% zmienności temperatury powietrza na stacji Halley (van den Broeke 2000a).

We wnętrzu kontynentu zmiany warunków klimatycznych nie są jednoznaczne. Odmiennie reaguje Antarktyda Zachodnia, gdzie przeważa trend do ocieplenia (Kejna 2003a), Natomiast

w najwyższych partiach lądolodu Antarktydy Wschodniej (stacja Wostok) ciśnienie atmosferyczne nie wykazuje zmian, jedynie w okresie zimowym dynamika atmosfery (prędkość wiatru) wyraźnie się zmniejszyła. Wraz z malejącym zachmurzeniem wzrosła ilość promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni ziemi. Temperatura powietrza nie wykazuje istotnego trendu, ale nastąpił znaczny wzrost jej amplitudy rocznej. Wzrosła również amplituda dobowa, ze względu na wzrost maksimów przy jednoczesnym obniżeniu minimów dobowych temperatury powietrza. Przy malejącym zachmurzeniu zmniejszyły się również opady atmosferyczne (stacja Wostok).

Na biegunie południowym obniżyła się wartość ciśnienia atmosferycznego i zmalała prędkość wiatru. Wzrosła natomiast suma roczna promieniowania słonecznego. Warunki termiczne wykazują znaczne ochłodzenie obejmujące wszystkie pory roku. Ze względu na większe ochłodzenie w miesiącach zimowych amplituda roczna temperatury powietrza wzrosła. Zwiększyła się również amplituda dobowa ze względu na 3-krotnie większy spadek minimów w porównaniu do maksimów dobowych temperatury powietrza. Ochłodzenie postępujące na biegunie południowym ma złożoną genezę. Obniżenie temperatury powietrza w sezonie letnim jest związane ze wzrostem stopnia zachmurzenia (Dutton i in. 1991) ze względu na większą częstość wiatrów przynoszących wilgotniejsze masy powietrza z nad Morza Weddella (King i Turner 1997). Natomiast w pozostałych porach roku, a zwłaszcza na wiosnę, na biegunie południowym zanotowano zmniejszenie się zachmurzenia, co sprzyja silnemu wypromieniowaniu ciepła z podłoża. Ochłodzeniu temu towarzyszył znaczny spadek prędkości wiatru (Turner i in. 2005), co stwarza korzystniejsze warunki do wypromieniowania i formowania się przypowierzchniowych inwersji temperatury powietrza (Connolley 1996).

Trendy warunków klimatycznych w Antarktyce w drugiej połowie XX wieku wykazują znaczne zróżnicowanie regionalne. Postępujące ocieplenie na Antarktydzie Zachodniej, a zwłaszcza w rejonie Półwyspu Antarktycznego jest zgodne z globalnym wzrostem temperatury powietrza uwarunkowanym zwiększoną emisją gazów cieplarnianych do atmosfery (Houghton i in. 2001). Natomiast ochłodzenie, postępujące z coraz większym nasileniem, na Antarktydzie Wschodniej jest sprzeczne z globalnymi zmianami temperatury powietrza. Jego geneza ma podłoże cyrkulacyjne. Rosnący gradient termiczno-baryczny pomiędzy polarnymi a pozapolarnymi szerokościami geograficznymi prowadzi do nasilenia strefowej cyrkulacji atmosfery w szerokościach umiarkowanych i przypolarnych. Prowadzi to do izolacji cyrkulacyjnej głównej masy lądowej Antarktydy, gdzie w warunkach deficytu radiacyjnego dochodzi do dalszego ochłodzenia.

W przebiegu szeregu elementów meteorologicznych na Antarktydzie oraz zlodzenia Oceanu Południowego zaznacza się sygnał Oscylacji Południowych (ENSO). Oscylacje te, składające się z faz: El Niño i La Niña, korelują zwłaszcza z przebiegiem warunków klimatycznych w rejonie Półwyspu Antarktycznego oraz zasięgiem lodów na morzach: Amundsena, Bellingshausena i Weddella (Turner 2004). W czasie El Niño ponad Morzem Bellingshausena rozbudowuje się klin wyżu południowopacyficznego, o czym świadczy wzrost ciśnienia atmosferycznego w tym rejonie (Trenberth i Caron 2000). Stwarza to sytuację blokującą, przy której dochodzi do częstszych wtargnięć chłodnych mas powietrza z południa. Fazie El Niño towarzyszą więc chłodne zimy w rejonie Półwyspu Antarktycznego oraz wzrost powierzchni lodów morskich (Kwok i Comiso 2002).

Zmiany zachodzące na Antarktydzie, a zwłaszcza na Oceanie Południowym, poprzez liczne sprzężenia zwrotne, wpływają na warunki klimatyczne całej kuli ziemskiej. Rosnąca presja człowieka może doprowadzić do nieodwracalnych zmian klimatu w tym rejonie, a wszelkie zaburzenia wywierają niekorzystny wpływ na bardzo wrażliwy ekosystem, jaki funkcjonuje w Antarktyce (Rakusa-Suszczewski 1999).

Literatura

- Ackley S., Bentley C., Foldvik A., Clarke A., King J., Priddle J., Goodwin I., 1996, Seasonal to interannual climate variability in Antarctica. *Antarctic Global Change Research, Newsletter of the SCAR Global Change Programme*, 2: 3–15.
- Aleksandrov E.I., Majstova W.W., 1998, Sravnenie izmenenij temperature atmosfery poljarnych oblastej. *Antarktika*, 34: 60–71.
- Alexandersson H., 1986, A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, 6: 661–675.
- Allison I., Wendler G., Radok U., 1993, A climatology of the East Antarctic Ice sheet (100E to 140E) derived from automatic weather stations. *Journal of Geophysical Research (atmospheres)*, 98: 8815–8823.
- Astapenko P.D., 1960, *Atmosfernye processy v vysokich širotach južnogo polušarja*. Izdatel'stvo AN SSSR, Moskva: 282 s.
- Atlas Antarktidi, t. 2, 1969, Glav. Uprav. Geodezji i Kartografii MG, Moskva-Leningrad.
- Averjanov V.G., 1990, *Gljacioklimatologija Antarktidi*. Gidrometeoizdat: 198 s.
- Baker K.S., 1996, Palmer Station air temperature 1974 to 1996. *Antarctic Journal U.S.*, XXXI, 2: 162–164.
- Bigg G.R., Jickells T.D., Liss P.S., Osborn T.J., 2003, The role of the oceans in climate. *International Journal of Climatology*, 23: 1127–1159.
- Bintanja R., van den Broeke M.R., 1996, The influence of clouds on the radiation budget of ice and snow surfaces in Antarctica and Greenland in summer. *International Journal of Climatology*, 16: 1281–1296.
- Bodhaine B.A., Deluisi J.J., Harris J.M., 1986, Aerosol measurements at the South Pole. *Tellus*, 38B: 223–235.
- Brjazgin N.N., 1990, *Atmosfernye osadki v Antarktidi i ich mnogoletnjaja izmenčivost, Meteorologičeskie Issledovaniya v Antarktike, Sbornik Dokladov na III Vsesojuz. Simpoz., 1, Gidrometeoizdat, Leningrad: 30–34.*
- Bromwich D.H., 1990, Estimates of Antarctic precipitation. *Nature*, Feb. 15, 343: 627–695.
- Budd W.F., 1982, The role of Antarctica in southern hemisphere weather and climate. *Australian Meteorology Magazine*, 30 (3): 265–272.
- Carleton A.M., 1981, Climatology of the "Instant Occlusion" phenomenon for the Southern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109: 177–181.
- Comiso J.C., 2000, Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. *Journal of Climate*, 13: 1674–1696.
- Connolley W.M., 1996, The Antarctic temperature inversion. *International Journal of Climatology*, 16: 1333–1342.
- Connolley W.M., 1997, Variability in annual mean circulation in Southern high latitudes. *Climate Dynamics*, 13: 745–756.
- Cullather R.I., Bromwich D.H., 1998, Spatial and temporal variability of Antarctic precipitation from atmospheric methods. *Journal of Climate*, 11: 334–367.
- Danilov A.I., Klepikov A.V., Radionov V.F., 2000, Monitoring sovremennykh klimatičeskich izmenenij v Antarktike. *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 72: 174–196.
- Davydova N.G., 1966, *Tipy atmosfernych processov i sootretsvujščije im pola vetra v okeaničeskich rajonach južnogo polušarja. Meteorologičeskie Issledovaniya*, 4: 5–42.
- Domack E., Leventer A., Burnett A., Bindschadler R., Convey P., Kirby M., (red.), 2003, *Antarctic Peninsula Climate Variability, Antarctic Research Series, 79, American Geophys. Union, Washington: 260 s.*
- Doran P.T., Prosku J.C., Lyons W.B., Walsh J.E., Fountain A.G., McKnight D.M., Moorhead D.L., Virginia R.A., Wall D.H., Clow G.D., Fristen C.H., McKay C.P., Parsons A.N., 2002, Antarctic climate cooling and terrestrial ecosystem response. *Nature*, 415: 517–520.

- Dutton E.G., Stone R.S., Nelson D.W., Mendonca B.G., 1991, Recent interannual variations in solar radiation, cloudiness, and surface temperature at the South Pole, *Journal of Climate*, 4: 848–858.
- England M.H., Garçon V.C., 1994, South Atlantic circulation in a world ocean model. *Annales Geophysicae*, 12: 812–825.
- Farman J.C., Gardiner B.G., Shankin J.D., 1985, Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, 315: 207–210.
- Fourtuin J.P.F., Oerlemans J., 1990, Parameterisation of the annual surface temperature and mass balance of Antarctica. *Annals of Glaciology* 14: 78–84.
- Gillet N.P., Thompson D.W.J., 2003, Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 302, 10: 273–275.
- Giovinetto M.B., Bromwich D.H., Wendler G., 1992, Atmospheric net transport of water and latent heat across 70°S. *Journal of Geophysical Research* 95: 3517–3531.
- Gong D-Y., Wang S-W., 1998, Antarctic Oscillation: Concept and applications. *Chinese Sci. Bull.*, 43: 734–738.
- Hines K.M., Bromwich D.H., Marshall G.J., 2000, Artificial surface pressure trends in the NCEP_NCAR reanalysis over the Southern Ocean and Antarctica. *Journal of Climate*, 13, 11: 3940–3952.
- Hoffmann J.A., Nunez S.E., Vargas W.M., 1997, Temperature, humidity and precipitation variations in Argentina and the adjacent sub-antarctic region during the present century. *Meteorologische Zeitschrift*, 6: 3–11.
- Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Nougher M., van der Linden P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C.A. (red.), 2001, *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, Cambridge: 881 s.
- Huybrechts P., Gregory J., Jansens I., Wild M., 2004, Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21 centuries forced by GCM time slice integrations, *Global and Planetary Change*, 42, Elsevier: 83–105.
- Jacka T.H., 1990, Antarctic and Southern Ocean sea-ice and climate trends. *Annals of Glaciology*, 14: 127–130.
- Jacka T.H., Budd W.F., 1998, Detection of temperature and sea-ice-extent changes in the Antarctic and Southern Ocean, 1949–1996. *Annals of Glaciology*, 27: 553–559.
- Jacobs S.S., Comiso J.C., 1997, Climate variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas. *Journal of Climate*, 10: 697–709.
- Jagovkina S., Lagun V., 2004, *Climatology of Antarctic upper-air parameters*. Polish Polar Studies, Gdynia: 131–142.
- Jones P.D., 1985, Southern Hemisphere temperatures 1951-1985, *Climate Monitor*, 14 (5): 132–141.
- Jones P.D., 1990, Antarctic temperatures over the present century – a study of the early expedition record, *Journal of Climate*, 3, 11: 1193–1203.
- Jones P.D., 1995, Recent variations in mean temperature and the diurnal temperature range in the Antarctic. *Geophysical Research Letters*, 22, 11: 1345–1348.
- Jones P.D., Limbert W.S., 1987, A data bank of Antarctic surface temperature and pressure data. U.S. Dept. of Energy Tech. Rep: 52 s.
- Jones P.D., Raper S.C., Wigley T.M.L., 1986, Southern Hemisphere surface air temperature variations: 1851–1984. *Journal Climate and Applied Meteorology*, 25: 1213–1230.
- Jones P.D., Reid P.A., 2001, A databank of Antarctic surface temperature and pressure data, ORNL/CDIAC, NDP-032, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oaee Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee.
- Jones P.D., Salinger M.J., Mullan A.B., 1999, Extratropical circulation indices in the Southern Hemisphere based on station data. *International Journal of Climatology*, 19: 1301–1317.

- Jones P.D., Wigley T.M.L., 1988, Antarctic girded sea level pressure data: An analysis and reconstruction back to 1957. *Journal of Climate*, 3: 1193–1203.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D. i in., 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 3: 437–471.
- Kameda T., Takahashi S. i in., 1997, Meteorological observations along a traverse route from coast to Dome Fuji Station, Antarctica, recorder by automatic stations in 1995. *Proceedings NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology*, 11: 35–50.
- Karl T.R., Jones P.D., Knight R.W., Kukla G. Plummer N., Razuvayev V.N., Gallo K.P., Lindesay J., Charlson R.J., Peterson T.C., 1993, A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74, 6: 1007–1023.
- Karol I.L., Egorova T.A., Zubov V.A., Ozolin J.E., Rozanov E.V., 2003, Antarktičeskaja ozonovaja dyra zatja-givatsja?, *Meteorologiya i Gidrologiya*, 5: 106–110.
- Keable M., Simmonds I., Keay K., 2002, Distribution and temporal variability of 500 hPa cyclone characteristics in the Southern Hemisphere, *International Journal of Climatology*, 22: 131–150.
- Kejna M., 1999, Air temperature in the Admiralty Bay region (King George Island, Antarctica), in the period 1977–1996 according to meteorological data from the Arctowski Station, *Wyd. UMK, Toruń*: 128 s.
- Kejna M., 2003a, Trends of air temperature of the Antarctic during the period 1958–2000. *Polish Polar Research*, 24, 2: 99–126.
- Kejna M., 2003b, Zmiany trendu temperatury powietrza na Antarktydzie w latach 1958–2000. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13: 7–26.
- Kejna M., 2005, Przebieg roczny ciśnienia atmosferycznego na Antarktydzie. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 15: 7–16.
- Kejna M., 2006, Wpływ Oscylacji Antarktycznej na przebieg temperatury powietrza na Antarktydzie, [w:] *Polish Polar Studies*, Kielce (w druku).
- Kejna M. Lagun V. 2004, Porównanie warunków klimatycznych na stacjach H. Arctowskiego i Bellingshausen (Wyspa Króla Jerzego, Szetlandy Pd.) w latach 1977–1999. *Polish Polar Studies*, Gdynia: 149–166.
- King J.C., 1991, Global warming and Antarctica, *Weather*, 46, 4: 115–120.
- King J.C., 1994, Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. *International Journal of Climatology*, 14: 357–369.
- King J.C., Turner J., 1997, *Antarctic meteorology and climatology*. Cambridge University Press: 409 s.
- King J.C., Turner J., Marshall G.J., Connolley W.M., Lachan-Cope T.A., 2003, Antarctic Peninsula climate variability and its causes as revealed by analysis of instrumental records. [w:] *Antarctic Peninsula Climate Variability*, Antarctic Research Series, 79: 17–30.
- Koenig-Langlo G., King J.C., Petre P., 1998, Climatology of the three coastal Antarctic stations Dumont d'Urville, Neumayer, and Halley. *Journal of Geophysical Research*, 103, D9: 10935–10946.
- Kolosova N.V., 1982, *Struktura prozernogo vetra v Antarktide*, Gidrometeoizdat, Leningrad: 174 s.
- Korotkov A.I., 1995, Osnovnye itogi i perspektivy issledovanij ledovogo režima Južnogo Okeana. *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 70.: 84–103.
- Košelkov J.P., 1990, Temperaturnye trendy v Antarktike i snežnych rajonach. *Meteorologiya i Gidrologiya*, 5, 111–112.
- Kwok R., Comiso J.C., 2002, Southern Ocean climate and sea ice anomalies associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 15: 487–501.
- Limbert D.W.C., 1974, Variations in the mean annual temperature for the Antarctic Peninsula, 1904–1972. *Polar Record*, 17, 108: 303–306.

- Lityńska Z., 1997, Ubożenie warstwy ozonowej w skali globalnej. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 59–62.
- Ljubarskij A.N., 1993, Vlijanie Antarktidy na prizemnuju temperaturu vozducha jużnoj poljarnoj oblasti, Antarktika. Nauka, 30: 11–20.
- Lubin D., Chen B., Bromwich D.H., Somerville R.C., Lee W.-H., Hines K.M., 1998, The impact of Antarctic cloud radiative properties on GCM climate simulation. *Journal of Climate*, 11: 447–462.
- Marshall G.J., 2002, Trends in Antarctic geopotential height and temperature: A comparison between radiosonde and NCEP-NCAR reanalysis data. *Journal of Climate*, 15: 659–674.
- Marshall G.J., King J.C., 1998, Southern Hemisphere circulation anomalies associated with extreme Antarctic Peninsula winter temperatures. *Geophysical Research Letters*, 25, 13: 2437–2440.
- Marshall G.J., Lagun V., Lachlan-Cope T.A., 2002, Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956–1999: A synthesis of observations and reanalysis data. *International Journal of Climatology*, 22: 291–310.
- Marsz A.A., 2002, Ujemny trend rocznych sum opadowych na Stacji im. H. Arctowskiego (Wyspa Króla Jerzego, Szetlandy Południowe, Antarktyka Zachodnia). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 8: 63–78.
- Marsz A.A., 2004, Makrotypy cyrkulacji atmosferycznej a temperatura powietrza na Szetlandach Południowych i zachodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego, *Polish Polar Studies*, Gdynia: 225–236.
- Marsz A.A., 2005, Trendy temperatury powierzchni oceanu w sektorze pacyficznym Oceanu Południowego w ostatnim 25-leciu (1980–2004), *Problemy Klimatologii Polarnej*, 15: 17–26.
- Maršunova M.S., 1980, Uslovija formirovanija i radiacionnyj klimat Antarktidy. *Gidrometeoizdat*, Leningrad: 214 s.
- Martianov V.L., Rakusa-Suszczewski S., 1990, Ten years of climate observations at the Arctowski and Bellingshausen station (King George Is., South Shetlands, Antarctica), [w] A. Brejmeyer (red.) *Global Change Regional Res. Centres, Inst. Geogr. Spatial Organ., PAS*: 80–87.
- Mayes P.R., 1981, Recent trends in Antarctic temperature, *Climate Monitor*, 10, 4: 96–100.
- Meinardus W., 1938, *Klimakunde der Antarktis, Handbuch der Klimatologie, IV*, Berlin Verlag von Gbrüder der Borntraeger: 133 s.
- Milašenko G.P., Grigorjan V.A., 1980, Oblačnyje polja nad Antarktoidy po dannym ISZ. [w] I.M. Dolgin, *Issledovaniya Klimata Antarktidy, Gidrometeoizdat, Leningrad*: 100–105.
- Mo K.C., White G.H., 1985, Teleconnections in the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 113 (1): 22–37.
- Nichols K.W., Paren J.G., 1993, Extending the Antarctic meteorological record using ice-sheet temperature profiles. *Journal of Climate*, 6: 141–150.
- Parish T.R., Bromwich D.H., 1998, A case study of Antarctic katabatic wind interaction with large-scale forcing. *Monthly Weather Review*, 126: 199–209.
- Petrov L.S., Ljubarskij A.N., 1980, Mnoogoletnaja izmenčivost termobaričeskich i ledovych uslovij v rajone Jużnych Orknejskich ostrovov, [w] I.M. Dolgin (red.), *Issledovaniya Klimata Antarktidy, Gidrometeoizdat, Leningrad*: 59–65.
- Radionov V.F., (red.), 2002, *Spravočnik po klimatu Anatrktidy. Solnečnaja radiacija. Gidrometeoizdad, Sankt Peterburg*: 148 s.
- Radok U., Allison I., Wendler G., 1996, Atmospheric surface pressure over the interior of Antarctica. *Antarctic Science*, 8 (2): 209–217.
- Rakusa-Suszczewski S., 1999, *Ekosystem morskiej Antarktyki, PWN, Warszawa*: 137 s.
- Randel W.J., Wu F., 1999, Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. *Journal of Climate*, 12: 1467–1479.

- Raper S.C.B., Wigley P.R., Mayes P.R., Jones P.D., Salinger M.J., 1984, Variations in surface air temperatures. Part 3: The Antarctic, 1957–1982, *Monthly Weather Review*, 112: 1341–1353.
- Rogers J.C., 1983, Spatial variability of Antarctic temperature anomalies and their association with the Southern Hemisphere circulation. *Annals of the Association of American Geographers*, 73 (4): 502–518.
- Rusin N.P., 1961, *Meteorologičeskij i radiacionnyj režim Antarktidy*. Gidrometeorol. Izdat., Leningrad: 448 s.
- Sakunov G.G., Rusin N.P., 1980, Fonovaja charkteristika režima prozračnosti atmosfery nad Antarktidoj. [w:] I.M. Dolgin (red.), *Issledovaniya Klimata Antarktidy*, Gidrometeoidat, Leningrad: 20–26.
- Sansom J., 1989, Antarctic surface temperature time series. *Journal of Climate*, 2: 1164–1172.
- Schwerdtfeger W., 1970, Climate of the Antarctic. [w:] S. Orwig (red.), *Climates of the Polar Regions*. World Survey of Climatology, 14, Elsevier: 253–355.
- Schwerdtfeger W., 1984, *Weather and Climate of the Antarctic*. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo: 261 s.
- Simmonds I., Keay K., 2000, Mean Southern Hemisphere extratropical cyclone behaviour in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis. *Journal Climate*, 13: 873–885.
- Simmonds I., Keay K., Lim E-P., 2003, Synoptic activity in the seas around Antarctica. *Monthly Weather Review*, 131: 272–288.
- Simmonds I., King J.C., 2004, Global and hemispheric climate variations affecting the Southern Ocean. *Antarctic Science*, 16 (4): 401-413.
- Sinclair M.R., 1994, An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 122: 2239–2256.
- Smith R.C., Stammerjohn S.E., Baker K.S., 1996, Surface air temperature variations in the western Antarctic Peninsula region. *Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula*, Antarctic Research Series, 70: 105–121.
- Smith V.R., 2002, Climate change in the sub-Antarctic: An illustration from Marion Island. *Climatic Change*, 52: 345–357.
- Stanhil G., Cohen S., 1997, Recent changes in solar irradiance in Antarctica. *Journal of Climate*, 10: 2078–2086.
- Stark P., 1994, Climate warming in the central Antarctic Peninsula area. *Weather*, 49: 215–220.
- Stearns C.R., Wendler G., 1988, Research results from Antarctic automatic weather stations. *Reviews of Geophysics*, 26: 45–61.
- Styszyńska A., 1985, Pole średnich temperatur powietrza nad wodami mórz wokół antarktycznych i główne prawidłowości jego kształtowania się. WSM, Gdynia: 98 s.
- Styszyńska A., 1997, Wpływ wielkoskalowych zmian elementów hydrologicznych w rejonie Półwyspu Antarktycznego na kształtowanie się rocznych przebiegów elementów meteorologicznych na Stacji H. Arctowskiego w latach 1987 i 1988. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 7: 143–166.
- Styszyńska A., 1999, Związki temperatury powietrza w rejonie Półwyspu Antarktycznego ze zmianami wielkości pokrywy lodowej mórz Amundsena, Bellingshausena i Weddella (1973–1996). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 9: 193–233.
- Taljaard J.J., 1972, Synoptic meteorology of the southern hemisphere. [w:] *Meteorology of the southern hemisphere*, Meteorological monographs, 13, (tł. ros), Gidrometeoizdat: 137–209.
- Thompson D.W.J., Solomon S., 2002, Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 296: 859–899.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 2000, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, 13: 1000–1016.

- Timofeyev V., 2002, Peculiarities of synoptic situation, weather and climate of the North Antarctic Peninsula area. *Polish Polar Studies*, Poznań, 315–322.
- Trenberth K.E., 1985, Blocking in the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 113, 1.
- Trenberth K.E., Caron J.M., 2000, The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures, and precipitation. *Journal of Climate*, 13, 12: 4358–4365.
- Trenberth K.E., Olson J.G., 1989, Temperature trends at the South Pole and McMurdo Sound. *Journal of Climate*, 2: 1196–1206.
- Turner J., 2004, The El Niño-southern oscillation and Antarctica. *International Journal of Climatology*, 24: 1–31.
- Turner J., Colwell S.R., Harangozo S., 1997, Variability of precipitation over the coastal western Antarctic Peninsula from synoptic observations. *Journal of Geophysical Research* 102, D12: 13999–14007.
- Turner J., Colwell S.R., Marshall G.J., Lachlan-Cope T.A., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V., Reid P.A., Iagovkina S., 2003, The SCAR READER Project: Toward a high-quality database of mean Antarctic meteorological observations. *Journal of Climate*, 17: 2890–2898.
- Turner J., Colwell S.R., Marshall G.J., Lachlan-Cope T.A., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V., Reid P.A., Iagovkina S., 2005, Antarctic climate change during the last 50 years. *International Journal of Climatology*, 25: 279–294.
- Turner J., Pendlebury S. (red.), 2004, *The international Antarctic weather Forecasting Handbook*, British Antarctic Survey, Cambridge: 663 s.
- van den Broeke M.R., 1998, The semi-annual oscillation and Antarctic climate. Part 1: Influence on near surface temperatures (1957–79). *Antarctic Science*, 10 (2): 175–183.
- van den Broeke M.R., 2000a, The semi-annual oscillation and Antarctic climate. Part 3: The role of near-surface wind speed and cloudiness, *International Journal of Climatology*, 20: 117–130.
- van den Broeke M. R. 2000b, On the interpretation of Antarctic temperature trends, 2000. *Journal of Climate*, 13, 11: 3885–3889.
- van den Broeke M.R., van de Wal R.W., Wild M., 1997, Representation of Antarctic katabatic winds in a High-Resolution GCM and note on their climate sensitivity. *Journal of Climate*, 10: 3111–3130.
- van Lipzig N.P.M., Turner J., Colwell S.R., van den Broeke M.R., 2004, The near-surface wind field over the Antarctic continent, *Int. J. Climatol.*, 24: 1973–1982.
- van Loon H., Shea D.J., 1988, A survey of the atmospheric elements at the ocean's surface south of 40°S. [w:] D. Sahrhage (red.), *Antarctic Ocean and Resources Variability*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo: 3–20.
- van Loon H., Williams J., 1976, The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface. *Monthly Weather Review*, 104 (4): 636–647.
- Vaughan D.G., Marshall G.J., Connolley W.M., King J.C., Mulvaney R., 2001, Climate change – devil in detail. *Science*, 293: 1777–1779.
- Voskresenskij A. I. Čukanin K.I., 1980, Osnovne čerty cirkuljacii atmosfery nad Antarktidoj. [w:] I.M. Dolgin (red.), *Issledovaniya Klimata Antarktity, Gidrometeoidat*, Leningrad: 170–176.
- Weatherly J.W., Brigleb B.P., Large W.G., 1998, Sea ice and polar climate in the NCAR CSM. *Journal of Climate*, 11: 1472–1486.
- Weller G., 1980, Spatial and temporal variations in the South Polar surface energy balance. *Monthly Weather Review*, 108: 2006–2014.
- Wendler G. Kodama Y., 1984, On the climate of Dome C, Antarctica in relation to its geographical setting. *Journal of Climatology*, 4 (5): 495–508.
- White W.B., Peterson R.G., 1996, An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature*, 390: 699–702.